

SÉRIE A, N° 2271
N° D'ORDRE :
3142

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

PAR

Bernard GÈZE

*Ingénieur Agronome, Docteur de l'Université,
Assistant au Collège de France,
Maître de Conférences à l'École Nationale d'Agriculture de Montpellier,
Collaborateur-Adjoint au Service de la Carte géologique de la France.*

1^{re} THÈSE

**ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DE LA MONTAGNE NOIRE
ET DES CÉVENNES MÉRIDIONALES**

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Soutenues le 26 Février 1949 devant la Commission d'examen

MM. BARRABÉ *Président.*

RIVIÈRE

PIVETEAU

FALLOT

} *Examineurs.*

1949

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

Doyen..... M. J. CABANNES.

PROFESSEURS

L. BLARINGHEM ...	T Botanique.	CHAUDRON	T Chimie appliquée.
G. JULIA	T Analyse supérieure et Algèbre supérieure.	WYART	T Minéralogie.
A. DENJOY	T Théorie des Fonctions et Topologie.	TEISSIER	T Zoologie.
L. LUTAUD	T Géographie physique et géologie dyna- mique.	MANGENOT	T Biologie végétale.
E. DARMOIS	T Enseignement de Phy- sique.	P. AUGER	T Physique quantique et relativité.
Robert LÉVY	T Physiologie comparée.	MONNIER	Physiologie générale.
Henri VILLAT.....	T Mécanique des fluides et applications.	PIVETEAU	Géologie.
Ch. JACOB	T Géologie.	ROCARD	T Physique.
P. PASCAL	T Chimie générale.	H. CARTAN	Calcul différentiel.
M. FRÉCHET	T Calcul des probabili- tés et Physique ma- thématique.	SCHAEFFER	T Physiologie des fon- ctions.
M ^{me} RAMART-LUCAS	T Chimie organique.	LAFFITTE.....	Chimie (P. C. B.).
FOCH	T Mécanique physique et expérimentale.	FAVARD	Calcul des probabili- tés et Physique- Mathématique.
PAUTHENIER	T Électrotechnique gé- nérale.	COULOMB	T Physique du globe.
De BROGLIE	T Théories physiques.	M ^{lle} COUSIN	Biologie animale (P. C. B.).
JOB	T Chimie générale.	CHRÉTIEN	Chimie (P. C. B.).
PRENANT	T Anatomie et Histo- logie comparées.	DRACH	Zoologie.
COMBES	T Physiologie végétale.	KASTLER	Physique.
GARNIER	T Géométrie supérieure.	CHATELET	T Arithmétique et théo- rie des nombres.
PÉRÈS	T Mécanique rationnelle	EPHRUSSI	T Génétique.
HACKSPILL	T Chimie minérale.	WURMSER	T Biologie physico-chi- mique.
LAUGIER	T Physiologie générale.	BAUER	T Chimie-Physique.
TOUSSAINT	T Technique Aéronau- tique.	RIVIÈRE	Géologie (P. C. B.).
M. CURIE	T Physique (P. C. B.).	GAUTHERET	Biologie Végétale (P. C. B.).
G. RIBAUD	T Hautes températures.	LUCAS	Physique.
CHAZY	T Mécanique analytique et Mécanique céles- te.	MAX MORAND	Physique.
CROZE	T Physique théorique et physique céleste.	ARNULF	Optique appliquée.
DUPONT.....	T Théories chimiques.	A. THOMAS	Évolution des êtres organisés.
VALIRON	T Calcul différentiel et Calcul intégral.	SOLEILLET	Physique.
BARRABÉ	T Géologiestructurale et géologie appliquée.	FORTIER	Mécanique expérimen- tale des fluides.
VAVON	T Analyse et mesures chimiques.	DANJON	T Astronomie.
G. DARMOIS	T Mathématiques géné- rales.	FROMAGEOT	Chimie Biologique.
Jacques BOURCART	Géographie physique et Géologie dyna- mique.	LAPORTE	Physique générale et Radioactivité.
AUBEL ..	T Chimie biologique.	JANET	Mathématiques géné- rales.
M ^{me} JOLIOT-CURIE	T Physique générale et Radioactivité.	PETIT	T Biologie maritime.
PLANTEFOL ..	T Botanique.	QUENEY	T Météorologie et dyna- mique atmosphéri- que.
CABANNES	T Recherches physiques	GALLIEN	Biologie animale (P. C. B.).
GRASSÉ	T Évolution des êtres organisés.	EICHORN	Biologie végétale (P. C. B.).
PRÉVOST	Chimie organique.	DE CUCNAC	Biologie végétale (P. C. B.).
BOULICAND	T Application de l'ana- lyse à la Géométrie.	LAVAL	Physique (P. C. B.).
		M ^{lle} CAUCHOIS	Chimie-Physique.
		THELLIER	Physique du Globe.
		AUDUBERT ..	Électrochimie.
		L'HÉRITIER	Génétique.
		POUCIN	Mécanique des Flui- des.
		THIRY	T Mécanique appliquée.

Secrétaire..... Ch. MONIER.

Nom du candidat : **GÈZE**

Prénom : **Bernard**

Date de la soutenance : **26 février 1949**

Numéro d'ordre : **Série A 2271 - N° 3142**

1

GÈZE (Bernard). — Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes Méridionales. — *Paris*, Mémoires de la Société géologique de France, 1949, in-4, 215 p., fig., cartes et planches en noir.

Th. Sc. Nat., Paris, 1949, Sér. A 2271. N° 3142.

2

GÈZE (Bernard). — Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes Méridionales. — *Paris*, Mémoires de la Société géologique de France, 1949, in-4°, 215 p., fig., cartes et planches en noir.

Th. Sc. Nat., Paris, 1949, Sér. A 2271. N° 3142.

3

GÈZE (Bernard). — Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes Méridionales. — *Paris*, Mémoires de la Société géologique de France, 1949, in-4°, 215 p., fig., cartes et planches en noir.

Th. Sc. Nat., Paris, 1949, Sér. A 2271. N° 3142.

4

GÈZE (Bernard). — Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes Méridionales. — *Paris*, Mémoires de la Société géologique de France, 1949, in-4°, 215 p., fig., cartes et planches en noir.

Th. Sc. Nat., Paris, 1949, Sér. A 2271. N° 3142.

Nom du candidat : GÈZE

Prénoms : Bernard

Date de la soumission : 26 février 1949

Numéro d'ordre : Série A 2271 - N° 3142

GÈZE (Bernard). — Étude géo-
logique de la Montagne Noire
et des Cévennes Méridionales.
— Paris, Mémoires de la
Société géologique de France,
1949, in-4, 215 p., fig., car-
tes et planches en noir.

Th. Sc. Nat., Paris, 1949, Sér. A 2271,
N° 3142.

GÈZE (Bernard). — Étude géo-
logique de la Montagne Noire
et des Cévennes Méridionales.
— Paris, Mémoires de la
Société géologique de France,
1949, in-4, 215 p., fig., car-
tes et planches en noir.

Th. Sc. Nat., Paris, 1949, Sér. A 2271,
N° 3142.

BICHON

DE UGONAC

LAVAL

MEYER

THELLIER

AUDEBERT

L'HÉRITIER

POISSON

THIERY

(P.) chimie physique

(P.) chimie physique

(P. C. B.) chimie physique

chimie physique

chimie physique

chimie physique

chimie physique

chimie physique

chimie physique

GÈZE (Bernard). — Étude géo-
logique de la Montagne Noire
et des Cévennes Méridionales.
— Paris, Mémoires de la
Société géologique de France,
1949, in-4, 215 p., fig., car-
tes et planches en noir.

Th. Sc. Nat., Paris, 1949, Sér. A 2271,
N° 3142.

GÈZE (Bernard). — Étude géo-
logique de la Montagne Noire
et des Cévennes Méridionales.
— Paris, Mémoires de la
Société géologique de France,
1949, in-4, 215 p., fig., car-
tes et planches en noir.

Th. Sc. Nat., Paris, 1949, Sér. A 2271,
N° 3142.

Chimie biologique

Physique générale et

Radioactivité

Botanique

Recherches physiques

Evolution des êtres

organisés

Chimie organique

Application de l'ana-

lyse à la Géométrie

MÉMOIRE N° 62

ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DE LA MONTAGNE NOIRE
ET DES CÉVENNES MÉRIDIONALES

VENTE DES PUBLICATIONS DE LA SOCIÉTÉ, 28, rue Serpente, Paris, VI^e

1^o **Comptes rendus** sommaires des séances, *servis gratuitement à tous les membres de la Société* et formant chaque année 1 vol. d'environ 300 p. in-8^o.

2^o **Bulletin** périodique des travaux de la Société, *dont le service est fait gratuitement à tous les membres de la Société* et formant, depuis 1830, un fort volume annuel in-8^o avec dessins, héliogravures, phototypies, cartes.

Les comptes rendus isolés, les fascicules séparés, les volumes, les tables générales sont VENDUS AU PUBLIC (remise de 25 % aux membres de la Société).

3^o **Bibliographie des Sciences géologiques** extraite du *Bulletin analytique* du Centre National de la Recherche Scientifique. Publication in-8^o paraissant dans le 1^{er} semestre de chaque année.

4^o **Réunions extraordinaires.** Comptes rendus détaillés des Excursions faites en groupe par la Société, une fois par an ; prix divers (remise 50 % pour les membres de la Société).

5^o **Mémoires, Géologie, 1833-1910**, format in-4^o raisin. Prix divers (remise 20 % aux membres de la Société).

6^o **Mémoires, Paléontologie, 1890-1923** (en vente par Mémoire). Prix divers (remise 20 % aux membres de la Société).

7^o **Mémoires (nouvelle série).** In-4^o raisin. Par souscription payable avant l'apparition du volume. — Après l'apparition, prix divers (Réduction 20 % aux membres de la Société).

8^o **Mémoires divers. Travaux de Fontannes** (prix divers).

9^o **Travaux de Cossmann et Revue Critique de Paléozoologie, 1897-1924.**

MÉMOIRES
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
(NOUVELLE SÉRIE)

MÉMOIRE N° 62

ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DE LA MONTAGNE NOIRE
ET DES CÉVENNES MÉRIDIONALES

PAR

Bernard GÈZE

PARIS
AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
28, RUE SERPENTE (VI^e)

1949

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA MONTAGNE NOIRE ET DES CÉVENNES MÉRIDIONALES

AVANT-PROPOS

Ce n'est point que je conseille de négliger les observations de détail; je les regarde au contraire, comme l'unique base d'une connoissance solide; mais je voudrais qu'en observant ces détails, on ne perdît jamais de vue les grandes masses et les ensembles et que la connoissance des grands objets et de leurs rapports fût toujours le but que l'on se proposât en étudiant leurs petites parties.

Horace-Benedict de SAUSSURE
Voyages dans les Alpes, 1780.

La Montagne Noire et les Cévennes méridionales sont des régions du Sud du Massif Central français que les géologues parcourent depuis plus d'un siècle. Les terrains primaires de la première et leurs faunes ont acquis une célébrité aussi grande que ceux de la Bohême, du Pays de Galles ou de l'Est des États-Unis, au point qu'il semblait, il y a vingt ans, que de nouveaux travaux dans ces contrées étaient à peu près inutiles.

Cependant, une dizaine d'auteurs, appartenant à diverses écoles, se sont attachés à l'étude de plusieurs de leurs « petites parties » et, par des « observations de détail », sont arrivés souvent à des résultats remarquables en Stratigraphie et Paléontologie. Il restait à les coordonner par l'examen des « grandes masses » et des « ensembles », ce qui fut le but initial de mes recherches.

La « connoissance des grands objets et de leurs rapports », grâce à une complète révision cartographique poursuivie sur le terrain pendant dix ans, m'a pourtant conduit à des conclusions souvent surprenantes du point de vue tectonique, qui ont, en outre, éclairé bien des problèmes stratigraphiques ou modifié nos connaissances relatives au métamorphisme et aux mises en place des roches éruptives de cette région.

Je tiens à préciser que mon travail n'aurait pas été possible sans les études détaillées de mes prédécesseurs, mais que, par contre, aucune étude partielle n'aurait pu conduire aux résultats généraux auxquels je viens de faire allusion, car ils nécessitaient précisément une vision d'ensemble. On peut souhaiter que celle-ci, à son tour, serve de base à de nouvelles observations de détail, qui permettront de lever les dernières indécisions.

Mes résultats devaient faire l'objet d'un gros mémoire. Les conditions économiques actuelles en ont décidé autrement et c'est sur le conseil de M. le professeur Charles JACOB que j'ai rédigé l'exposé relativement sommaire présenté aujourd'hui.

On voudra bien excuser la forme, souvent trop affirmative et didactique, de cette synthèse, qui passe forcément sous silence une grande partie de mes observations, des « pièces justificatives » et des discussions qui auraient été utiles. Je suis, d'ailleurs, le premier à reconnaître que le lecteur non spécialisé ne fera qu'y gagner.

Malgré la brièveté ici requise, je ne saurais omettre tout ce que je dois aux divers maîtres qui ont bien voulu s'intéresser à mon travail :

M. Marcel THORAL, professeur à la Faculté des Sciences de Montpellier, puis à la Faculté des Sciences de Lyon, qui a été l'initiateur de cette étude et n'a cessé d'être pour moi le guide utile et le conseiller prudent,

M. Albert MICHEL-LÉVY, professeur honoraire à la Sorbonne, membre de l'Institut, dont les travaux dans la Montagne Noire, après avoir servi en partie de base à ceux de M. THORAL, me furent aussi très profitables et qui m'a toujours fait part de ses directives avec la plus grande affabilité,

M. Paul FALLOT, professeur au Collège de France, membre de l'Institut, qui m'a fait l'honneur non seulement de m'appeler à l'assister, mais encore de bien vouloir venir sur le terrain discuter en présence des faits les interprétations que je lui soumettais et me faire bénéficier de sa grande compétence tectonique.

J'ai retiré le plus grand avantage des conseils et des renseignements que m'ont adressés, en maintes occasions, MM. C. ARAMBOURG, G. ASTRE, L. BARRABÉ, M. CASTERAS, G. DELÉPINE, A. DEMAY, G. DENIZOT, J. DURAND, M. DREYFUSS, F. ELLENBERGER, Ch. JACOB, P. LAMARE, L. MENGAUD, P. PRUVOST, M. ORGEVAL, ainsi que Mme E. JÉRÉMINÉ et Mlle A. FAURE-MURET, qui ont bien voulu vérifier quelques-unes de mes déterminations (1).

Par ailleurs, je dois au Service de la Carte géologique de la France d'avoir été chargé, par M. GRAND-JEAN d'abord, par MM. RAGUIN et GOGUEL ensuite, des révisions et des levers sur les feuilles au 320.000^e de Rodez et Toulouse, sur les feuilles au 80.000^e de Castres, Sévérac et Alès, pour les zones comprises dans l'étendue de mon sujet.

En l'absence de M. le professeur Ch. JACOB, qui avait suivi les progrès de ma rédaction, MM. les professeurs L. BARRABÉ, J. PIVETEAU et A. RIVIÈRE, auxquels avait bien voulu s'adjoindre M. P. FALLOT, ont accepté ce travail, encore manuscrit, comme thèse de Doctorat-ès-Sciences et m'ont fait bénéficier d'un jugement plein d'indulgence. Je ne puis que les assurer une fois de plus de ma profonde gratitude.

Mais j'ai acquis envers M. BARRABÉ une dette encore supérieure par le fait que, grâce à son appui et à celui de M. le professeur THORAL, les subventions nécessaires à une prompt impression ont pu être obtenues auprès du Ministère de l'Éducation Nationale et que la Commission des Mémoires de la Société géologique de France n'a pas fait de difficultés pour accueillir mon étude dans sa belle collection, ce dont je lui suis particulièrement reconnaissant.

Le dessin définitif des planches de coupes hors texte jointes à ce mémoire a été rendu possible par une aide modeste, mais très appréciée, du Centre National de la Recherche Scientifique. Quant aux figures du texte, cartes comprises, j'ai dû les dessiner entièrement moi-même et je prie le lecteur de bien vouloir excuser leurs imperfections.

La carte au 1/200.000^e, qui synthétise tous mes résultats de terrain, devait primitivement paraître en encart dans ce volume. Il n'a pu en être ainsi pour diverses raisons, mais je me permets de renvoyer néanmoins le lecteur à cette carte, presque indispensable à la compréhension des rapports d'ensemble et que l'on trouvera en dépôt soit au siège de la Société géologique de France, soit à la Librairie polytechnique Ch. BÉRANGER.

(1) Je dois en outre souligner combien je suis redevable à MM. les professeurs CASTERAS, DENIZOT et THORAL, qui, alors que ce travail était déjà rédigé, sont venus discuter sur le terrain ses conclusions relatives au grand déversement des Monts de Pardaillan, conclusions qui, sans l'appui de leur autorité, jointe à celle de M. le professeur FALLOT, auraient pu paraître ressortir de la fantaisie tectonique plutôt que de l'interprétation de faits réels.

NOTATIONS GÉOLOGIQUES

En principe, les notations adoptées sont celles de la Carte géologique de la France; cependant, j'ai complètement repoussé l'emploi des chiffres en indice, avec valeur croissante vers le bas, qui pouvait se motiver dans les débuts de la Géologie, lorsqu'on distinguait de nouveaux étages au-dessous de celui pris comme repère de base, mais qui ne correspond actuellement qu'à une cause de complications et d'erreurs.

En conséquence, pour les terrains sédimentaires, les lettres désignent les systèmes, les chiffres (en exposant) les étages, les lettres minuscules (en exposant) des subdivisions de troisième ordre (habituellement sous-étages), des lettres minuscules en indice étant réservées à la distinction des faciès [s = faciès schisteux; c = faciès calcaire; q = faciès quartziteux; p = niveau de poudingues; μ = zone écrasée (mylonites)].

Par ailleurs, les terrains cambriens présentant ici une grande importance, la lettre c leur a été attribuée, la notation du Crétacé devenant alors Cr. En outre, pour les niveaux qui n'ont pas été étudiés d'une façon détaillée (le Jurassique par exemple), les minuscules en exposant i, m, s désignent les subdivisions majeures : inférieur, moyen, supérieur.

Pour les éboulis importants, la lettre A est suivie d'une lettre minuscule indiquant le constituant essentiel de l'éboulement. Ainsi Ad indique un éboulis à matériel essentiellement dévonien, A β un éboulis à matériel essentiellement basaltique, etc...

Les notations adoptées dans le texte, les figures, planches et cartes sont donc les suivantes :

Formations Sédimentaires

a Quaternaire

- a² Alluvions récentes
- a¹ Alluvions anciennes
- A Éboulis
- A^r Tufs
- T Tourbières

T Tertiaire

- p Pliocène
- m Miocène
- o Oligocène
- e Eocène

S Secondaire

- Cr Crétacé
- j Jurassique
- t Trias

Primaire

- r Permien
- r² Saxonien
- r¹ Autunien
- h Carbonifère
- h³ Stéphanien
- h² Westphalien
- h¹ Dinantien
- h^{1d} Calcaire à *Productus giganteus*
- h^{1c} Formation schisto-gréseuse
- h^{1b} Calcaire à *Prolecanites*
- h^{1a} Lydiennes à nodules phosphatés
- d Dévonien
- d⁶ Famennien
- d⁵ Frasnien
- d⁴ Givetien
- d³ Eifelien
- d² Coblentzien
- d¹ Gedinien

d¹-s⁴ Gotlando - Dévonien

- s Silurien
- s⁴ Gotlandien
- s^{4c} Ludlow
- s^{4b} Wenlock
- s^{4a} Llandovery et Tarannon
- s³ Ordovicien supérieur (Caradoc)
- s^{3b} Ashgillien
- s^{3a} Caradocien
- s² Ordovicien moyen (Llandeilo)
[non représenté]
- s¹ Ordovicien inférieur
- s^{1b} Arenig
- s^{1a} Tremadoc

s¹-c⁴ Formation de passage du Cambrien à l'Ordovicien (?)

- c Cambrien
- c⁴ Formation grés-schisteuse de Barroubio (Acadien supérieur et Potsdamien ?)
- c³ Formation des schistes à *Paradoxides* (Acadien inférieur *pro parte* et Acadien moyen)
- c² Formation des calcaires à *Archæocyathus* ou Formation calcaire (Géorgien supérieur et Acadien inférieur *pro parte*)
- c²⁻¹ Niveau des alternances grés-calcaires ou des Grès de Pardailhan à *Olenopsis* (Base du Géorgien supérieur)
- c¹ Formation grés-schisteuse de Marcory (Géorgien inférieur? et moyen)

x *Antécambrien*

Formations Métamorphiques

Métamorphisme général

- ξ Micaschistes
- ξ^2 Schistes lustrés (séricitoschistes et chloritoschistes)
- ξ^1 Schistes sériciteux micacés
- ξ^c Micaschistes francs et leptynites
- ξ - ζ Alternances de micaschistes-leptynites et de gneiss
- ζ Gneiss
- $\zeta\gamma^1$ Gneiss granitoïdes et granites gneissiques
- $\zeta\gamma^2$ Gneiss injectés de granulites-pegmatites
- δ Amphibolites

Métamorphisme d'injection et métamorphisme de contact

- $\xi\xi(\gamma)$ Alternances de micaschistes et gneiss d'injection
- $\zeta(\gamma)$ Gneiss d'injection
- Le métamorphisme de contact est indiqué par la notation de la formation métamorphisée suivie de la lettre γ

Formations Éruptives

- γ^1 Granite
- γ^2 Granulite-Pegmatite
- γ^3 Microgranite-Rhyolite
- Q Quartz
- η Diorite
- ν Microdiorite, Andésite, Trachyte
- χ Kersantite
- ε Dolérite
- β Basalte (sens large)

DÉFINITIONS TECTONIQUES

J'ai été conduit à employer quelques expressions peu usitées pour définir des éléments tectoniques. Leur sens est rappelé dans le courant du texte, mais je crois utile de le préciser ici dès l'abord :

Transanticlinal : Alignement transversal à la direction moyenne des plis d'une région et suivant lequel chacun des plis manifeste une exaltation axiale.

Dans un pays relativement aplani par l'érosion, comme c'est le cas dans la Montagne Noire, le transanticlinal se traduit par l'affleurement des couches les plus anciennes de l'axe de chacun des anticlinaux suivant une direction grossièrement orthogonale à l'allongement des anticlinaux.

Transsynclinal : Contraire de « transanticlinal », l'alignement des abaissements axiaux permettant, en zone aplanie, la conservation des terrains les plus récents de l'axe de chacun des synclinaux suivant une direction grossièrement orthogonale à ces derniers.

Nappe - pli couché : Terme qui me semble préférable à celui de nappe du premier genre (P. TERMIER) pour désigner une nappe de style souple, à flanc inverse conservé, pouvant résulter de l'exagération d'un pli couché.

Faux-anticlinal : Pli d'allure anticlinale, mais dans lequel les strates les plus anciennes se trouvent au sommet et sur les flancs tandis que les plus récentes se trouvent dans le cœur et à la base. On doit le considérer comme un repli convexe vers le haut du flanc inverse d'une nappe - pli couché.

Faux-synclinal : Contraire de « faux-anticlinal » : pli d'allure synclinale mais dans lequel les strates les plus anciennes reposent sur les plus récentes. Doit être regardé comme un repli concave vers le haut du flanc inverse d'une nappe - pli couché.

Surdéversement : Repli secondaire, ayant le caractère d'un petit pli couché, dans le flanc inverse d'une nappe - pli couché, tel que, dans son flanc renversé, l'ordre des couches redevient localement en superposition normale. Il ne faut y voir qu'un accident de faible ampleur résultant du déversement d'un faux-anticlinal.

Nappe - écaille : Terme qui me semble préférable à celui de nappe du deuxième genre (P. TERMIER) pour désigner une nappe de style cassant, sans flanc inverse conservé, pouvant résulter de l'exagération d'une écaille (pli-faille à surface de recouvrement proche de l'horizontale).

Rabotage basal : Anomalie pouvant se produire à la base d'une écaille ou d'une nappe-écaille, telle que la surface de chevauchement tranche franchement les replis anticlinaux ou synclinaux de la série charriée. Il est fréquent que l'on trouve, entre la surface des terrains autochtones sous-jacents et la base « rabotée » de la série charriée et plissée; une couche de caractère plastique n'ayant que des rapports stratigraphiques discontinus avec la série charriée et que l'on pourrait considérer, en toute rigueur, comme une nappe indépendante (1).

(1) Voir la définition par P. FALLOT dans : Observations sur la tectonique de la zone subbétique dans la province de Murcie, B. S. G. F., (5), t. XIV, p. 11-28, 12 fig., 1944.

PREMIÈRE PARTIE

GÉNÉRALITÉS

CHAPITRE PREMIER

LE CADRE GÉOGRAPHIQUE

Pour les géologues, la Montagne Noire et les Cévennes méridionales correspondent aux régions métamorphiques et primaires du Sud et du Sud-Est du Massif Central français, entre le seuil de Naurouse au Sud-Ouest et le massif du Mont Lozère au Nord-Est, entre les coteaux secondaires et tertiaires du Bas-Languedoc au Sud-Est et, schématiquement, la vallée du Tarn au Nord-Ouest (fig. 1).

Ces deux régions, Montagne Noire d'une part, Cévennes méridionales d'autre part, se raccordent directement aux régions plus septentrionales du Massif Central, la première par l'Albigeois et le Rouergue cristallins, la seconde par la Margeride et le Haut-Vivarais. Toutes deux appartiennent au même ensemble stratigraphique et tectonique antétriasique, mais, dans leur intervalle, à la faveur d'un ensellement du socle ancien, sont conservées les formations secondaires des Grands Causses, qui masquent leurs rapports sur une largeur moyenne de 30 kilomètres.

La terminologie géographique pose un certain nombre de problèmes, dont on ne peut se tirer sans une part assez large d'arbitraire. Lorsque des termes convenables existaient déjà, je les ai, bien entendu, soigneusement conservés; mais j'ai dû admettre aussi certaines désignations passées dans l'usage courant de la géologie, et enfin, par exception, baptiser quelques régions sans dénomination propre. La description sommaire ci-dessous permettra de situer et de comprendre le caractère essentiel de chacune des unités qui seront étudiées dans le détail ultérieurement.

DÉFINITIONS TECTONIQUES

J'ai été conduit à employer quelques expressions peu usitées pour définir des éléments tectoniques. Leur sens est rappelé dans le courant du texte, mais je crois utile de le préciser ici dès l'abord :

Transanticlinal : Alignement transversal à la direction moyenne des plis d'une région et suivant lequel chacun des plis manifeste une exaltation axiale.

Dans un pays relativement aplani par l'érosion, comme c'est le cas dans la Montagne Noire, le transanticlinal se traduit par l'affleurement des couches les plus anciennes de l'axe de chacun des anticlinaux suivant une direction grossièrement orthogonale à l'allongement des anticlinaux.

Transsynclinal : Contraire de « transanticlinal », l'alignement des abaissements axiaux permettant, en zone aplanie, la conservation des terrains les plus récents de l'axe de chacun des synclinaux suivant une direction grossièrement orthogonale à ces derniers.

Nappe - pli couché : Terme qui me semble préférable à celui de nappe du premier genre (P. TERMIER) pour désigner une nappe de style souple, à flanc inverse conservé, pouvant résulter de l'exagération d'un pli couché.

Faux-anticlinal : Pli d'allure anticlinale, mais dans lequel les strates les plus anciennes se trouvent au sommet et sur les flancs tandis que les plus récentes se trouvent dans le cœur et à la base. On doit le considérer comme un repli convexe vers le haut du flanc inverse d'une nappe - pli couché.

Faux-synclinal : Contraire de « faux-anticlinal » : pli d'allure synclinale mais dans lequel les strates les plus anciennes reposent sur les plus récentes. Doit être regardé comme un repli concave vers le haut du flanc inverse d'une nappe - pli couché.

Surdéversement : Repli secondaire, ayant le caractère d'un petit pli couché, dans le flanc inverse d'une nappe - pli couché, tel que, dans son flanc renversé, l'ordre des couches redevient localement en superposition normale. Il ne faut y voir qu'un accident de faible ampleur résultant du déversement d'un faux-anticlinal.

Nappe - écaille : Terme qui me semble préférable à celui de nappe du deuxième genre (P. TERMIER) pour désigner une nappe de style cassant, sans flanc inverse conservé, pouvant résulter de l'exagération d'une écaille (pli-faille à surface de recouvrement proche de l'horizontale).

Rabotage basal : Anomalie pouvant se produire à la base d'une écaille ou d'une nappe-écaille, telle que la surface de chevauchement tranche franchement les replis anticlinaux ou synclinaux de la série charriée. Il est fréquent que l'on trouve, entre la surface des terrains autochtones sous-jacents et la base « rabotée » de la série charriée et plissée; une couche de caractère plastique n'ayant que des rapports stratigraphiques discontinus avec la série charriée et que l'on pourrait considérer, en toute rigueur, comme une nappe indépendante (1).

(1) Voir la définition par P. FALLOT dans : Observations sur la tectonique de la zone subbétique dans la province de Murcie, B. S. G. F., (5), t. XIV, p. 11-28, 12 fig., 1944.

PREMIÈRE PARTIE

GÉNÉRALITÉS

CHAPITRE PREMIER

LE CADRE GÉOGRAPHIQUE

Pour les géologues, la Montagne Noire et les Cévennes méridionales correspondent aux régions métamorphiques et primaires du Sud et du Sud-Est du Massif Central français, entre le seuil de Naurouse au Sud-Ouest et le massif du Mont Lozère au Nord-Est, entre les coteaux secondaires et tertiaires du Bas-Languedoc au Sud-Est et, schématiquement, la vallée du Tarn au Nord-Ouest (fig. 1).

Ces deux régions, Montagne Noire d'une part, Cévennes méridionales d'autre part, se raccordent directement aux régions plus septentrionales du Massif Central, la première par l'Albigeois et le Rouergue cristallins, la seconde par la Margeride et le Haut-Vivarais. Toutes deux appartiennent au même ensemble stratigraphique et tectonique antétriasique, mais, dans leur intervalle, à la faveur d'un enlèvement du socle ancien, sont conservées les formations secondaires des Grands Causses, qui masquent leurs rapports sur une largeur moyenne de 30 kilomètres.

La terminologie géographique pose un certain nombre de problèmes, dont on ne peut se tirer sans une part assez large d'arbitraire. Lorsque des termes convenables existaient déjà, je les ai, bien entendu, soigneusement conservés; mais j'ai dû admettre aussi certaines désignations passées dans l'usage courant de la géologie, et enfin, par exception, baptiser quelques régions sans dénomination propre. La description sommaire ci-dessous permettra de situer et de comprendre le caractère essentiel de chacune des unités qui seront étudiées dans le détail ultérieurement.

1. — LA MONTAGNE NOIRE (fig. 2).

Plus que tout autre, le terme de « Montagne Noire » a prêté à discussion quant aux limites de la région qu'il définit. Avec les géographes, nous appellerons Montagne Noire *stricto sensu* (s. s.) le pays montagneux compris entre la profonde coupure du Thoré au Nord, les affleurements tertiaires du Castrais à l'Ouest, du Lauragais et du Carcassès au Sud, enfin la zone de cols et de vallées qui se suit de Caunes au Col de Sérières et au Col de la Fenille à l'Est.



Fig. 1 — La place de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales dans le Sud du Massif Central français

Par contre, avec les géologues, depuis DUFRENOY jusqu'à THORAL, nous généraliserons le terme de Montagne Noire (sans indication complémentaire) à l'ensemble de l'apophyse de terrains anciens comprise entre le golfe tertiaire du Castrais, le Bas-Languedoc, le Lodé-

vois, le Causse du Larzac, le bassin permien de Saint-Affrique, et qui se relie seulement au reste du Massif Central par l'isthme de l'Albigeois cristallin.

Ainsi définie, la Montagne Noire a déjà été divisée par BERGERON en trois zones majeures, allongées parallèlement de l'WSW à l'ENE, et dans lesquelles nous ferons encore un certain nombre de distinctions :

a) L'axe métamorphique

Le Massif du Cabardès, essentiellement gneissique, qui se prolonge vers le Nord par le *Massif de Lampy* (granitique), mais est séparé du reste de l'axe métamorphique par le *Détroit de Lacombe* (schistes épimétamorphiques), qui établit une liaison entre le versant septentrional et le versant méridional.

C'est une région de topographie adoucie, qui s'abaisse depuis des sommets de 500 à 600 mètres (800 mètres pour le Massif de Lampy) jusqu'aux formations éocènes du Lauragais-Carcassès, vers 200 à 300 mètres.

Le Massif de Nore, gneissique et micaschisteux, dans lequel le *Massif des Martys* (granitique) interrompt partiellement la continuité géologique sans guère se distinguer dans la morphologie. Des têtes de ravins profonds, affluents de l'Aude, dégagent son versant sud ; mais, au delà d'une ligne de sommets déjà élevés (le Montaud : 1.021 mètres dans l'Ouest, le Pic de Nore : 1.210 mètres au centre, le Signal de Lacabarède : 900 mètres dans l'Est), la plus grande partie envoie ses eaux vers le Nord, dans le *Sillon du Thoré*, large vallée d'origine tectonique, dont les formations éocènes séparent franchement les régions précédentes du reste de l'axe métamorphique.

Le Massif de l'Agout, essentiellement gneissique, mais qui renferme, en dehors de ses bordures micaschisteuses, des zones moins métamorphiques, en même temps que les trois *Massifs granitiques d'Anglès, de La Salvetat et du Soulié*. Il correspond à un vaste plateau de 600 à 1.000 mètres d'altitude, redressé seulement dans ses bordures septentrionales (*Monts du Sud de Lacauune*, culminants au Montalet : 1.260 mètres) et méridionales (*Monts de l'Espinouse* : 1.000 à 1.100 mètres).

Les Monts de Saint-Gervais, où se développent les formations antécambriennes et cambriennes, à l'extrémité orientale de l'axe métamorphique proprement dit, dont ils constituent néanmoins le prolongement entre versant septentrional et versant méridional. C'est une petite région très découpée par les affluents de l'Orb (notamment la Mare) et qui se trouve limitée au Nord par le *Bassin houiller de Graissessac*, à l'Est par le *Fossé de Bédarieux* (Secondaire et Tertiaire), au Sud par la *Zone du Jaur et de l'Orb*, suite du *Sillon du Thoré*, où la tectonique tertiaire joue un grand rôle.

b) Le versant septentrional

Les Monts du Sorézois, qui correspondent au versant NW de la Montagne Noire (s. s.), dominent de leurs 600 à 900 mètres la plaine du Castrais (160 à 200 mètres). Entre deux synclinaux cambriens, un axe anticlinal ramène localement en surface l'Antécambrien et des formations métamorphiques analogues à celles de la zone axiale.

Les Monts de l'Ouest de Lacauune constituent une région de reliefs assez médiocres, qui diminuent depuis le méridien de Lacauune dans l'Est (900 à 1.000 mètres) jusqu'aux terrains tertiaires du Castrais dans l'Ouest (400 à 600 mètres). Au milieu de leurs formations cambro-siluriennes découpées en écaillés, des éléments de diversité sont apportés par les granites du *Massif du Sidobre* (et ses satellites) et du *Massif de Peyrebrune* (près de Réalmont), ainsi que par l'ellipse métamorphique du *Massif de Labessonié*, miniature de la zone axiale de la Montagne Noire.

Les Monts de l'Est de Lacauune, qui s'étendent entre le méridien de Lacauune à l'Ouest, la faille-limite du *Bassin permien de Saint-Affrique* au Nord, le *Causse du Larzac* à l'Est, le *Bassin houiller de Graissessac* et l'axe métamorphique au Sud. Malgré des altitudes de 800 à 1.000 mètres, la topographie est extrêmement monotone dans l'Ouest ; au contraire, le pays devient vraiment montagneux et pittoresque dans l'Est, entaillé par des vallées profondes, qui décapent largement les venues granitiques du *Massif de la Devèze* et du *Massif du Mendic*. Les formations de l'Antécambrien au Gotlandien y dessinent des plis et écaillés alignés du SW au NE,

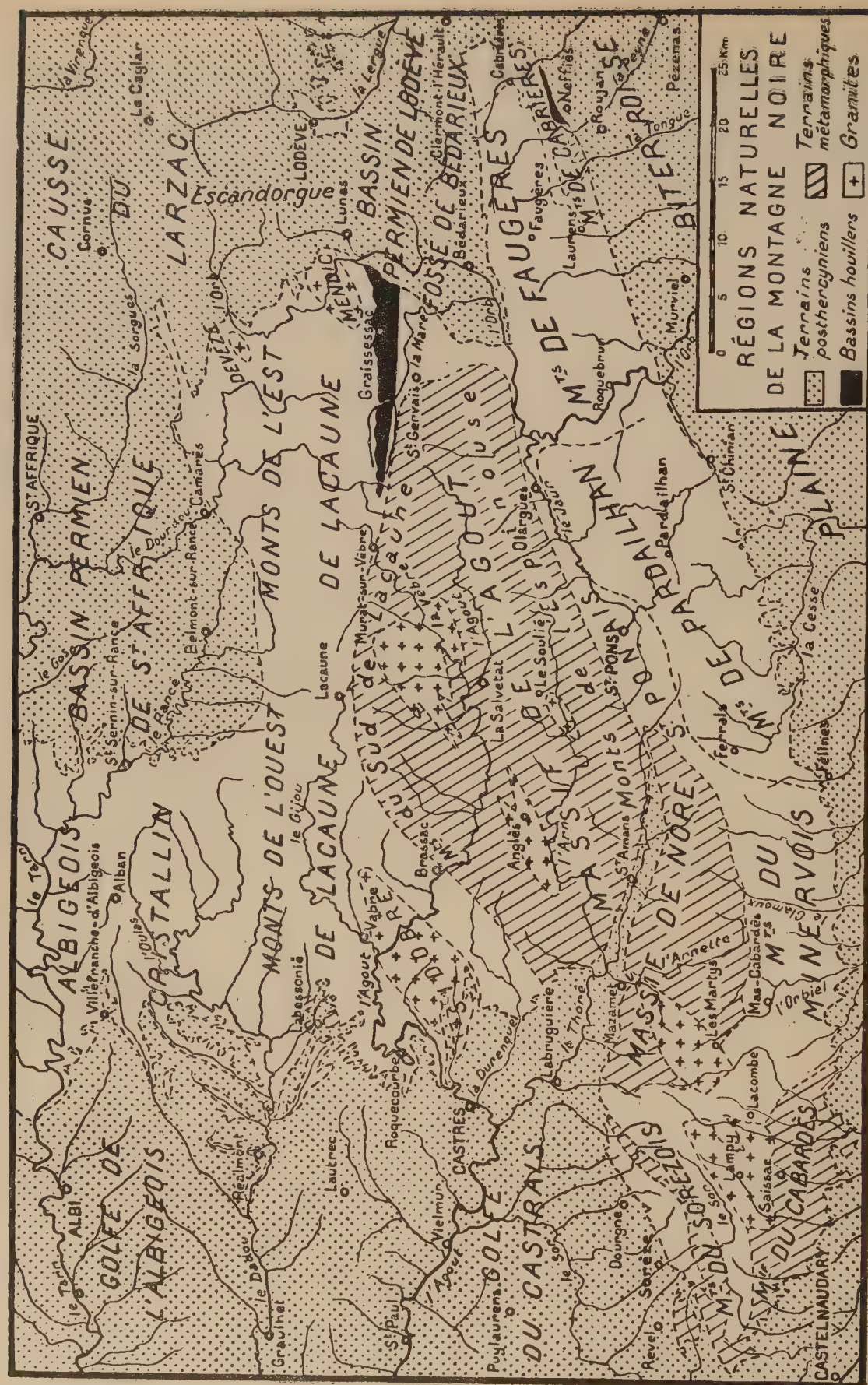


Fig. 2

c) Le versant méridional

Les Monts du Minervois correspondent, pour moi, à la région de terrains cambriens, siluriens et dévoniens vivement plissés, qui constitue le glacis méridional du Massif de Nore. Quoique les altitudes ne dépassent pas 800 mètres, les ravinements intenses lui donnent un caractère franchement montagnard et permettent d'étudier sa structure dans de bonnes conditions.

Les Monts de Pardailhan s'étendent, pour moi, à l'Est de l'unité précédente, depuis le méridien de Félines-Hautpoul jusqu'à celui de Vieussan, c'est-à-dire à peu près entre la vallée de la Cesse et la cluse de l'Orb. Le petit pays dit proprement « Le Pardailhan » en occupe approximativement le centre.

Essentiellement formés de terrains cambriens et siluriens en série renversée, appartenant à ce que j'appellerai la nappe des Monts de Pardailhan, ils dessinent plusieurs lignes de hauteurs, tantôt aplanies, tantôt assez abruptes, entre 500 et 800 mètres d'altitude. J'en distinguerai seulement au Nord la *Zone du Saint-Ponais*, prolongée par la *Zone du Jaur*, qui, avec leurs formations siluriennes et dévoniennes, appartiennent à une unité géologique différente, immédiatement au pied du massif métamorphique de l'Agout.

Les Monts de Faugères et de Cabrières. La région située à l'Est des Monts de Pardailhan, et qui termine le versant méridional de la Montagne Noire, ne possède aucune dénomination propre. Je propose d'attribuer le nom de *Monts de Faugères* à sa majeure partie, petites montagnes de calcaires dévoniens, culminant entre 400 et 800 mètres, et grande aire ravinée de schistes viséens, plus ou moins aplanie entre 150 et 500 mètres, qui appartiennent toutes deux au flanc inverse de l'unité tectonique que j'appellerai nappe des Monts de Faugères. Le gros bourg de Faugères en occupe à peu près le centre à mi-chemin entre Bédarieux au Nord et Gabian au Sud.

Pour des raisons géologiques, plus que morphologiques, j'en distinguerai, au SE et à l'Est, les *Monts de Cabrières*, modestes hauteurs très découpées, qui forment notamment le Causse de Laurens (243 m.), le Plateau du Falgairas (341 mètres), les coteaux situés entre Fontès, Péret, Villeneuve et Cabrières (200 à 300 mètres), plus la barre du Pic de Bissous (482 mètres). Leur série, qui englobe des terrains du Silurien au Viséen, correspond à un jeu de grandes écailles ou nappe des Monts de Cabrières.

Sur toute sa longueur, voisine de 100 kilomètres, et en dehors de sa frontière commune avec l'axe métamorphique, le versant méridional est bordé par des formations secondaires ou tertiaires, tantôt transgressives, tantôt limitées par failles, sauf tout à fait au SE où il est séparé de ces dernières par le *Bassin houiller de Neffès* et un mince liseré de terrains permien.

2. — LE LODÉVOIS.

A l'Est de la Montagne Noire, entre le Causse du Larzac au Nord et le Fossé de Bédarieux au Sud, s'étend un petit territoire dont la majeure partie est occupée par les « ruffes », terrains rouges violacés du *Bassin permien du Lodévois*. Mais, à la limite Nord de ce dernier, sous le Permien inférieur au Sud, le Trias et le Jurassique des dépendances du Larzac au Nord, transparaît en de nombreuses boutonnières la *Ride de Lodève*, où l'on retrouve les formations antécambriennes et cambriennes de la Montagne Noire.

3. — LES CÉVENNES MÉRIDIONALES (fig. 3).

Sans insister sur l'extension vraiment abusive que les manuels élémentaires et même quelques géologues ont donnée au terme de Cévennes, nous sommes obligés de choisir, à la suite de H. BAULIG, la dénomination de « Cévennes méridionales » pour la véritable région cévenole, localisée à peu près entre le parallèle du Mont Lozère au Nord, les Grands Causses à l'Ouest et au SW, la bordure languedocienne sous-cévenole au SE et à l'Est.

Pour la commodité de l'exposé, et en raison des différences géologiques, je subdiviserai comme suit l'ensemble ci-dessus :

Le Pays cévenol proprement dit, uniquement formé de schistes épimétamorphiques d'âge mal défini, passant aux gneiss vers le NE, traversés par les granites du *Massif du Mont Lozère* à sa bordure Nord, du *Massif du Saint-Guiral - Liron* avec son apophyse du *Massif de l'Aigoual* à sa bordure Sud et Sud-Ouest, du petit *Massif d'Alès*, enfin, à sa bordure orientale où se trouve en outre le *Bassin houiller d'Alès*.

Tout ce pays est drainé par les innombrables ravins (des « valats ») tributaires de la Cèze au NE (région de la *Cézarenque*), des Gardons au centre et au SE (région de la *Gardonnenque*), du Tarnon au NW (région de la *Tardonnenque* ou *Tardonnenche*), enfin, et sur de faibles distances, de la Jonte et de la Dourbie au SW (régions de Meyrueis et de Saint-Jean-du-Bruel).



Fig. 3

Les sommets principaux se trouvent dans les Cévennes granitiques, malgré leurs formes en général très adoucies (Signal de Finiels, sommet du Mont Lozère : 1.702 mètres; Aigoual : 1.567 mètres; Lingas, sommet du Massif du Saint-Guiral : 1.443 mètres). Les Cévennes schisteuses ne dépassent habituellement pas 600 à 1.100 mètres, mais elles sont infiniment plus déchiquetées par l'érosion, en longues et étroites « Serres ».

Le Pays vigonais correspond à la région située au Sud de l'axe Saint-Guiral - Liron, dans les environs de la ville du Vigan. C'est le long de la bordure des Causses, depuis Alzon jusqu'à Sumène, avec le redan des *Monts de Saint-Bresson* (600 à 723 mètres), une petite contrée qui diffère sensiblement du reste des Cévennes. Des calcaires, cambriens pour la plupart, y rompent en effet la monotonie des schistes, attribués ici au Cambro-Ordovicien, et permettent de distinguer au Nord l'écaille d'Alzon, au Sud la nappe du Vigan, avec une série renversée, analogue à celles que nous avons déjà signalées dans la Montagne Noire. On y trouve, en outre, les deux minuscules *Bassins houillers du Vigan et de Sumène*.

CHAPITRE II

HISTORIQUE SOMMAIRE

Les travaux géologiques concernant la Montagne Noire sont extrêmement nombreux. Je ne citerai ici que les principaux d'entre eux, en renvoyant pour le détail aux thèses récentes de M. THORAL [34,] de R. BÖHM [8], de Mlle M.-C. CHAUBET [13] et de M. ROQUES [27].

Quant aux Cévennes méridionales, il y a peu à dire sur elles, car elles ont fait l'objet d'un très petit nombre d'études.

1. — LES RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LA MONTAGNE NOIRE.

Pendant une *première période*, que l'on pourrait appeler celle des explorations et des levés sur la Carte de Cassini, les travaux proprement géologiques sont rares.

Marcel DE SERRES donne en 1827 la première esquisse du département de l'Hérault, en distinguant la succession des terrains « primordiaux », des terrains « de transition » et des terrains « de sédiments inférieurs ». Il poursuit son œuvre jusqu'en 1850, en reconnaissant notamment que les dépôts houillers sont indépendants de leur substratum.

DUFRENOY, entre 1828 et 1842, examine sommairement la Montagne Noire à l'occasion de ses levés destinés à la Carte géologique de la France au 500.000^e. Il observe ainsi sa structure générale en anticlinal à cœur de gneiss et granites dont les flancs nord et sud présentent un beau développement des terrains de transition.

Adolphe BOISSE publie de 1842 à 1870 des notes et des cartes concernant le département de l'Aveyron, fort remarquables pour leur époque. Il distingue notamment les schistes et les calcaires des Monts de Lacaune et discute leur attribution au Cambrien et au Silurien (tandis que Dufrénoy avait rangé tous les calcaires dans le Dévonien), ainsi que l'âge des roches éruptives ou métamorphiques.

DE BOUCHEPORN donne en 1848 une carte du département du Tarn, avec son explication, travail d'une valeur médiocre où les âges des couches sont seulement proposés pour des raisons de directions de plissements.

Pour des zones plus limitées, il faut citer les études importantes de N. GARELLA (1843) sur le Bassin houiller de Graissessac, surtout de J. FOURNET et de M. GRAFF (entre 1844 et 1874) sur le Bassin houiller de Neffiès et les terrains paléozoïques du voisinage (avec preuves paléontologiques de l'existence des terrains siluriens, dévoniens et carbonifères, mais des idées tectoniques souvent étranges), enfin de COQUAND, qui décrit pour la première fois avec quelque exactitude le Permien de Saint-Affrique et de Lodève, sans reconnaître cependant de discordances ni avec le Houiller, ni avec le Trias.

Ainsi, les auteurs de cette première époque ont reconnu les grands ensembles géologiques, soupçonné l'Antécambrien et le Cambrien, daté avec certitude des terrains du Silurien, du Dévonien, du Carbonifère et du Permien, mais sans reconnaître leur extension réelle. Ils ne se préoccupent qu'assez peu de l'âge du métamorphisme et des venues granitiques, ont généralement tendance à voir des séries continues et ne soupçonnent guère les complications tectoniques.

La *deuxième période*, celle des grands progrès dans la connaissance stratigraphique, des premières idées tectoniques et des levers détaillés sur le fond topographique de l'État-Major, fait suite d'une façon continue à la précédente. Je la ferai commencer, un peu arbitrairement, à la première réunion de la Société géologique de France à Montpellier, sous la direction de P. G. DE ROUVILLE (1868). Elle sera illustrée surtout par la grande querelle entre « l'école de Montpellier » (DE ROUVILLE, DELAGE, MIQUEL, REYNÈS et VIGUIER) et les géologues extérieurs, notamment J. BERGERON. Elle se terminera avec la dernière note de cet auteur (1913).

DE ROUVILLE avait déjà publié quelques travaux peu importants, mais c'est en 1868 que paraissent ses premières observations fondamentales sur les environs de Cabrières. Sans doute, la stratigraphie n'est pas encore entièrement précisée et la tectonique quasi ignorée, mais la carte au 80.000^e et les listes de fossiles sont encore utiles. La réunion de la Société géologique provoque d'ailleurs l'étude, par des géologues étrangers à la région, des riches faunes de Cabrières et, quelques années plus tard, paraîtront les notes de A. VON KOENEN, Ch. BARROIS et F. FRECH.

DE ROUVILLE publie ensuite (1872) ses observations sur le Permien de l'Hérault, presque en même temps que G. FABRE sur celui de l'Aveyron. Ce dernier auteur étendra, dix-sept ans après, ses conclusions concernant ce système jusque dans l'Ardèche. Les travaux ultérieurs n'apporteront guère de modifications à ces exposés.

En 1876, DE ROUVILLE fait paraître son « Introduction à la description géologique du département de l'Hérault » et surtout sa « Carte géologique et minéralogique du département de l'Hérault » au 80.000^e. Cette carte marque un progrès tout à fait remarquable sur tous les travaux antérieurs et, malgré ses insuffisances, qui sont rarement des erreurs, demeure en bien des cas supérieure aux cartes, même les plus récentes, levées pour le Service de la Carte géologique de la France. Notons enfin que, dix-huit ans plus tard, DE ROUVILLE donnera, avec son « Hérault géologique », le texte et l'atlas de coupes qui achèvent en quelque sorte cette œuvre maîtresse.

A cette même époque à peu près (1873 à 1879), A. LEYMERIE, professeur à Toulouse, étudiait l'extrémité occidentale de la Montagne Noire. Ses levers, achevés en 1886 par DE ROUVILLE et VIGUIER pour la carte du département de l'Aude, sont loin de valoir l'œuvre accomplie dans l'Hérault.

Citons encore, pour le département du Tarn, les travaux de REY-LESCURE, qui devaient aboutir en 1887 à une très médiocre carte au 500.000^e et ceux de CARAVEN-CACHIN, commencés en 1867, terminés en 1898 avec une volumineuse description dont il n'y a pratiquement rien à retenir.

En 1883 paraît la première note de BERGERON, qui signale des fossiles de l'Ordovicien et du Gotlandien dans les Monts de Lacaune. Ce sera le point de départ d'une carrière presque entièrement consacrée à l'étude de la Montagne Noire et du Rouergue, puis du Sud des Cévennes méridionales, en même temps que le début de controverses fructueuses avec DE ROUVILLE, d'abord seul, puis aidé par ses collaborateurs DELAGE et MIQUEL, enfin avec MIQUEL seul, après le décès de DE ROUVILLE et jusqu'à celui de BERGERON lui-même.

Je me bornerai à indiquer ici les principaux travaux de ces auteurs, qui ont écrit au total plus d'une centaine de notes.

En 1886, DE ROUVILLE précise son exposé de 1868 sur Cabrières. En 1888, BERGERON découvre la « faune primordiale » de l'Acadien, près de Ferrals-lès-Montagnes et soutient en 1889 sa thèse sur « Le massif ancien situé au Sud du Plateau Central ». Ce dernier travail, fort important du point de vue paléontologique et pétrographique, est encore pourtant très rudimentaire pour la stratigraphie et la tectonique. Tous les calcaires y sont, par exemple, considérés comme dévoniens et la carte au 320.000^e, jointe au mémoire, figure un grand nombre de failles rectilignes purement imaginaires.

En 1892, DE ROUVILLE et DELAGE donnent un nouveau mémoire sur Cabrières, avec une excellente carte au 40.000^e. La stratigraphie est bien débrouillée, mais le Viséen est toujours considéré comme transgressif dans des fjords du calcaire dévonien, alors que BERGERON avait déjà pressenti l'existence de grands recouvrements.

De 1893 à 1912, J. MIQUEL publie des observations parfois inexactes, mais souvent très pertinentes sur la série stratigraphique du Cambrien et du Silurien, de telle sorte que c'est à cet amateur modeste que l'on est redevable de la première échelle correcte des terrains primaires, résultat auquel BERGERON n'arrivera jamais. Il contribue, en outre, avec DE ROUVILLE et DELAGE à l'excellent mémoire sur les terrains primaires de l'Arrondissement de Saint-Pons (1894), dont la carte schématique est encore

supérieure aux plus récemment parues, notamment dans la distinction des calcaires cambriens et dévoniens. Par contre, malgré un souci tectonique très net, les résultats y paraissent moins heureux.

A la même époque, BERGERON, qui avait proposé dans sa thèse d'admettre l'existence d'un métamorphisme d'âge hercynien, démontre que celui-ci intéresse bien le Cambrien et la base du Silurien. C'est là un fait important, qui sera nié ultérieurement, mais qui semble pourtant bien établi.

BERGERON reprend ensuite l'étude de toute la Montagne Noire en effectuant les levers de diverses feuilles que le Service de la Carte géologique publie de 1896 à 1906, travail en général fort médiocre, sauf pour la petite région de Cabrières qui a été spécialement soignée. Il présente enfin, en 1899 et 1900, la synthèse de ses observations à l'occasion d'une nouvelle réunion de la Société géologique et du Huitième Congrès géologique international. Ces courts exposés sont extrêmement précieux, malgré quelques erreurs grossières (inexistence de terrains antérieurs aux calcaires cambriens par exemple). On peut dire qu'ils constituent le couronnement de la carrière de BERGERON, dont les quelques notes ultérieures relèvent en grande partie de la fantaisie tectonique, trop fréquente à cette époque.

En définitive, les géologues de cette deuxième période ont pratiquement élucidé tous les grands problèmes de la stratigraphie, reconnu les principales phases de plissements (antérieure au Dévonien, post-viséenne, anté-permienne, post-permienne), étudié les problèmes du métamorphisme et des venues magmatiques, et proposé une synthèse tectonique sur laquelle on a vécu jusqu'à ces dernières années.

L'étude de la Montagne Noire marque alors un temps d'arrêt, puis, au cours d'une *troisième période*, que l'on peut qualifier de la stratigraphie fine, de l'étude tectonique méthodique et de la révision des cartes géologiques au 80.000^e, reprend activement sous l'impulsion surtout de la nouvelle « École de Montpellier » (J. BLAYAC, F. DAGUIN, H. TERMIER, M. THORAL, R. BÖHM, M.-C. CHAUBET, M. DREYFUSS, puis moi-même), aidée par A. MICHEL-LÉVY, tandis que l'« École de Toulouse » faisait des observations dans l'Ouest (G. ASTRE, L. MENGAUD, E. RAMIÈRE DE FORTANIER) et que l'« École de Clermont » travaillait dans le Nord (J. JUNG, M. ROQUES).

Les résultats en sont exposés dans les thèses de R. BÖHM (1935) sur le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur, de M. THORAL (1935) sur la géologie des Monts de Lacaune, la géologie et la paléontologie du Cambrien et de l'Ordovicien des deux versants, de Mlle CHAUBET (1937) sur le Gotlandien du versant méridional, de M. ROQUES (1941) sur les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central, puis dans les travaux de M. DREYFUSS (1939 à 1947) sur l'Ordovicien supérieur du versant sud et encore de M. THORAL (1941 à 1946) sur le Silurien, l'orogénèse calédonienne et les cycles sédimentaires dans la Montagne Noire.

Il convient de citer en outre l'ouvrage de synthèse trop hâtive de H. R. VON GAERTNER (1937) et une note importante de F. ELLENBERGER (1938) sur l'influence tectonique des phases tertiaires.

Tous ces travaux seront discutés et utilisés dans la présente étude, servant de conclusion aux notes préliminaires que j'ai publiées depuis 1939.

2. — LES RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LES CÉVENNES MÉRIDIONALES.

Comme pour la Montagne Noire, il est possible de distinguer trois périodes principales dans l'étude géologique des Cévennes. La première est celle des recherches minières et des levers sur la Carte de Cassini; la deuxième correspond aux levers sur le fond topographique de l'État-Major pour le Service de la Carte géologique de la France; la troisième, qui dure encore maintenant, s'explique par la révision de ces mêmes feuilles géologiques.

Au cours de la *première période*, les seuls travaux méritant d'être cités sont ceux de LAN et de DORLHAC, qui ont donné, en plus de leurs prospections minières, des cartes schématiques pour le département de la Lozère et le Pays cévenol (1854 et 1860), mais surtout ceux d'Émilien DUMAS, géologue « amateur », dont les cartes du département du Gard (1844 à 1852) et un grand ouvrage posthume (1875-77) fournissent une source de documentation incomparable et des descriptions d'une minutie jamais égalée ultérieurement. Sans doute, les complexités tectoniques lui sont-elles demeurées étrangères, mais il convient de le considérer néanmoins comme le véritable « père » de la géologie cévenole.

La *deuxième période* est illustrée principalement par les recherches de G. FABRE, le forestier des Cévennes, dont les publications s'échelonnent de 1873 à 1909, pour les Causses et les Cévennes, et de J. BERGERON, de 1903 à 1907, pour le Pays viganais seulement.

L'œuvre de FABRE est malheureusement dispersée dans un grand nombre de notes, dont plusieurs sont fondamentales (sur le Permien, la submersion des Cévennes sous les mers jurassiques, les schistes et les granites cévenols, la tectonique des Causses et des Cévennes, etc.), mais elle a surtout abouti aux excellents levers des feuilles de Mende, Largentière, Sévérac et Alès.

BERGERON, toujours médiocre cartographe (feuilles de Saint-Affrique et du Vigan), mais stratigraphe et tectonicien averti, s'est préoccupé du raccord des Cévennes et de la Montagne Noire, où il retrouvait des faciès analogues et a reconnu l'existence d'une « Nappe du Vigan ». Si, comme pour la Montagne Noire, les conceptions actuelles s'éloignent en partie des siennes, son apport demeure cependant d'une grande importance.

Citons encore les discussions utiles provoquées par les réunions de la Société géologique de France, en 1893 sous la conduite de FABRE et en 1907 sous celle de BERGERON, ainsi que les descriptions pétrographiques, peu précises d'ailleurs, de F. MOURGUES seul ou en collaboration avec A. DELAGE (1901 à 1906).

Pour le Bassin houiller du Gard, les cartes et mémoires de GRAND'EURY en 1889-90 et de Marcel BERTRAND en 1900 demeurent fondamentaux. Sa stratigraphie et sa tectonique si complexes commencent à s'y trouver franchement éclairées.

La *troisième période* commence avec les observations de P. THIÉRY, P. TERMIER et G. FRIEDEL sur le Bassin houiller et les terrains plus récents du voisinage (1918 à 1923). L'exagération des théories nappistes fait croire à un rôle excessif de la tectonique tertiaire, au point que THIÉRY charrie la totalité des formations secondaires sur les schistes cévenols. Dès 1923, H. BAULIG et la réunion de la Société géologique de France dans le Gard porteront un coup sérieux à ces hypothèses grandioses mais sans fondement. En 1938 seulement, la belle thèse de G. LIVET achèvera de les ruiner, en montrant que les charriages du Bassin houiller, évidemment post-stéphaniens, sont antérieurs au Trias.

Par ailleurs, en 1935, M. THORAL et M. DEBRABAN découvrent au Sud du Vigan les seuls fossiles qui aient été signalés jusqu'à ce jour dans les terrains anciens des Cévennes. La présence probable de l'Acadien et, par raison de continuité, du Géorgien d'une part, du Potsdamien-Ordovicien d'autre part, en sont ainsi démontrés.

Ces mêmes auteurs signalent aussi des formations écrasées analogues à celles de la base du Cambrien des Monts de Lacaune, nouvelle observation capitale pour la compréhension des Cévennes.

Enfin, depuis 1931, mais surtout depuis 1944, A. DEMAY expose ses conceptions sur le métamorphisme et la structure des Cévennes méridionales, en liaison avec ses descriptions des régions plus septentrionales. Mes travaux dans cette zone, commencés avec une note préliminaire de 1940, m'ont conduit à des idées différentes sur de nombreux points. Par la force des choses, s'est ainsi élevée une controverse que je crois très utile et dont le présent travail cherchera à préciser les résultats.

DEUXIÈME PARTIE

LE MATÉRIEL GÉOLOGIQUE

Première section : Les formations sédimentaires

CHAPITRE III

L'ANTÉCAMBRIEN

1. — L'EXISTENCE DE TERRAINS ANTÉCAMBRIENS.

C'est à partir de 1932 seulement que MM. A. MICHEL-LÉVY et THORAL ont démontré l'existence de terrains antécambriens, au-dessous d'un niveau de poudingues et arkoses plus ou moins mylonitisé, considéré comme représentant la base du Cambrien (1). Selon M. THORAL, l'Antécambrien se trouverait :

- a) Dans la totalité de la zone axiale de la Montagne Noire, dont le métamorphisme serait lui-même antécambrien,
- b) dans la région du Mendic (Monts de l'Est de Lacau), dont le massif de granulite schistosée et les schistes susjacents seraient antécambriens,
- c) dans la région de la Devèze, un peu au Nord de la précédente, dont les schistes épimétamorphiques seraient aussi antécambriens.

Plus récemment, M. ROQUES [27] admet l'existence de formations antécambriennes dans ces deux dernières régions, mais estime que le métamorphisme de la zone axiale est post-géorgien, comme le pensait BERGERON.

J'ai moi-même découvert ultérieurement, dans les Monts du Sorézois et dans le Lodévois, d'autres affleurements d'Antécambrien certain, non ou peu métamorphique, et, tout en reconnaissant qu'une très grande partie de la zone axiale doit correspondre à des sédiments anté-géorgiens, je me suis rangé en définitive à l'hypothèse de BERGERON, reprise par M. ROQUES, et que je crois avoir bien étayée, suivant laquelle le métamorphisme de cette zone est essentiellement post-cambrien.

(1) Voir le résumé de la question dans la thèse de M. THORAL [34].

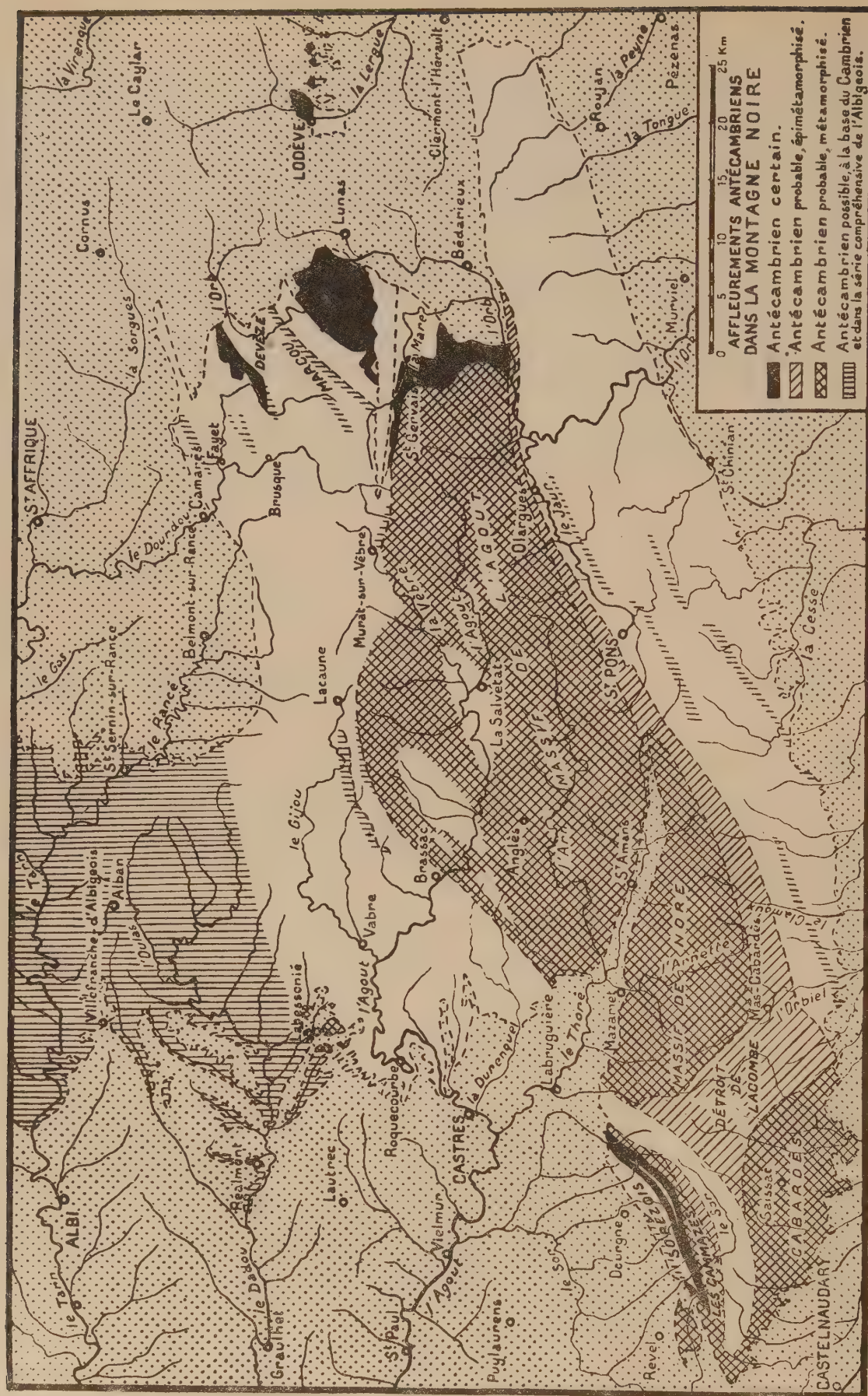


Fig. 4

2. — LES AFFLEUREMENTS ANTÉCAMBRIENS (fig. 4).

a) **Monts de l'Est de Lacaune.** — L'affleurement le plus net est celui du Mendic où, au-dessus du massif granulitique et en partie métamorphisés par lui, viennent 1.200 à 1.500 mètres de schistes et grès qui renferment une passade de cornes amphiboliques. La formation de base du Cambrien recouvre les deux flancs de cet axe anticlinal, sans qu'une discordance certaine soit décelable, et sans que la discontinuité soit incontestable (fig. 5).

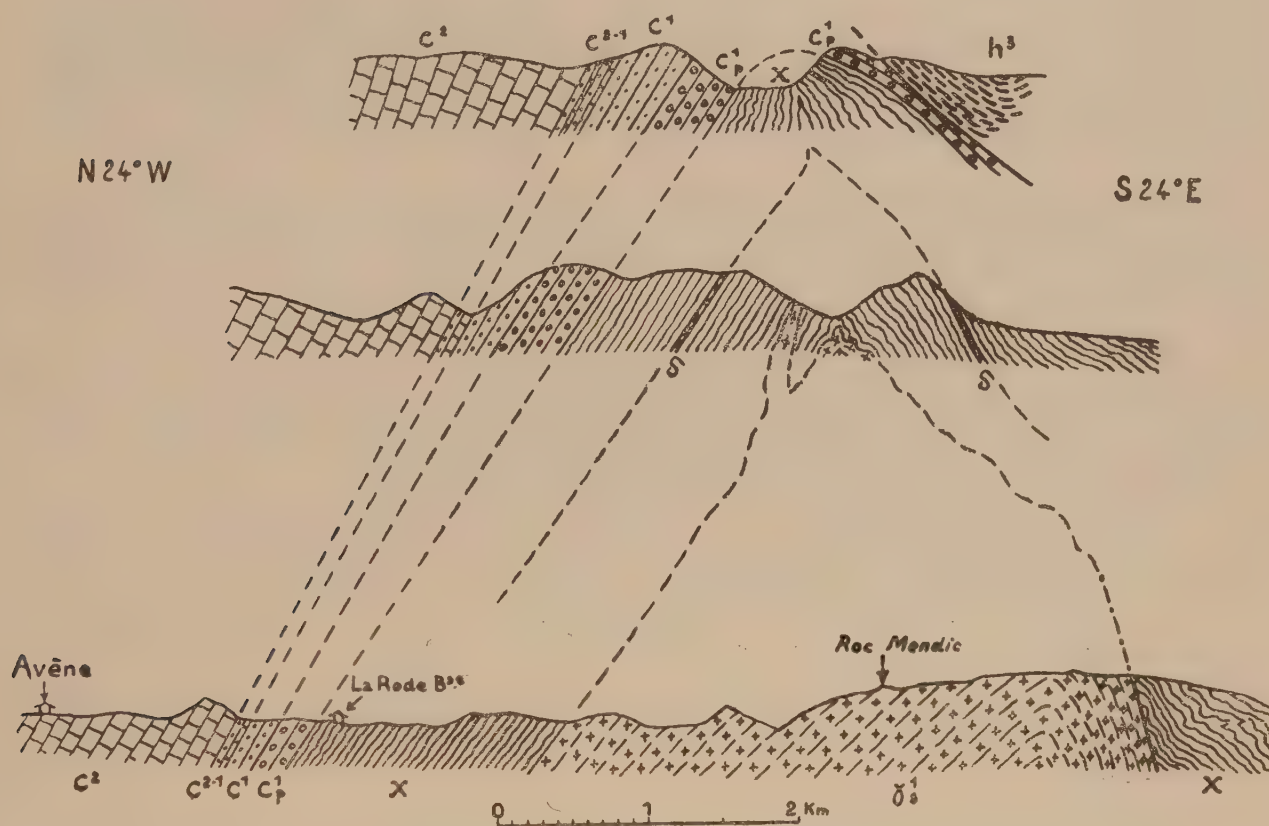


Fig. 5. — Coupes en coulisses de l'anticlinal du Mendic

γ_s^1 = granulite schistosée du Mendic; δ = Amphibolite; x = Antécambrien; c_p^1 = Poudingue de base du Cambrien; c^1 = Grès de Marcory; c^{2-1} = Alternances grésocalcaires; c^2 = Calcaires à *Archæocyathus*; h^3 = Stéphanien de Graissessac.

Plus au Nord, l'affleurement de la Devèze, où j'ai légèrement modifié les contours dus à M. THORAL, doit son métamorphisme à la venue de granites hercyniens, localisés à la base de l'écaille d'Arnac. La formation détritique de la base du Cambrien est ici d'un âge plus récent qu'au Mendic (Géorgien supérieur) et ne se trouve d'ailleurs pas partout, de telle sorte qu'il y a passage apparent des schistes et grès présumés antécambriens aux grès du Géorgien moyen, dans l'extrémité ouest de l'affleurement.

L'Antécambrien peut exister encore, dans cette région, à la base de l'écaille de Marcou, où l'épaisseur des grès du Géorgien semble anormale, dans l'écaille de Brusque où des poudingues sont interstratifiés dans une série paraissant continue, mais pouvant n'être cambrienne que vers le haut, enfin dans l'écaille de Fayet qui présente à peu près les mêmes caractères.

b) Monts de l'Ouest de Lacaune. — Le problème est identique dans l'écaille de Cambounès-Lacaune et dans le cœur du dôme de Labessonié où, sous le Géorgien supérieur, les épaisseurs de schistes et de grès, fortement métamorphisés vers le bas, paraissent trop grandes pour que l'Antécambrien ne soit pas déjà présent à l'affleurement, mais aucune discontinuité stratigraphique, tectonique ou métamorphique n'est décelable.

Dans le Nord, l'Albigeois cristallin correspond à une région où tous les faciès du Cambrien et du Silurien se fondent dans une série schisteuse compréhensive, épimétamorphique, dans laquelle l'Antécambrien pourrait être représenté. Mais l'hypothèse en demeure actuellement invérifiable.

c) Monts du Sorézois — Par contre, j'ai reconnu l'Antécambrien indiscutable, au-dessous des formations détritiques de la base du Cambrien qui n'y avaient jamais été signalées, au cœur de deux replis anticlinaux (zone anticlinale des Cammazes), entre les synclinaux majeurs, à matériel cambrien, de Durfort et d'Arfons.

d) Zone axiale de la Montagne Noire — Bien que l'on ne puisse, ici non plus, tracer de limite précise entre Cambrien et terrains sous-jacents, en l'absence du niveau repère de base, il est certain que l'Antécambrien est largement présent dans les régions épimétamorphiques du Déroit de Lacombe au SW et des Monts de Saint-Gervais au NE.

La première correspond à un vaste anticlinal entre les affleurements cambriens du synclinal d'Arfons au NW et ceux des Mont du Minervois au SE, de telle sorte qu'en dehors d'un très petit repli synclinal dans la Forêt de la Loubatière, l'Antécambrien paraît régner partout, tantôt épimétamorphique (Déroit de Lacombe proprement dit), tantôt franchement métamorphisé (Massifs gneissiques du Cabardès et de Nore).

Dans les Monts de Saint-Gervais, le Cambrien dessine un synclinal perché au-dessus des schistes et grès antécambriens. Une passée calcaire discontinue semble y correspondre au niveau des cornes amphiboliques du Mendic. Dans l'Ouest, vers le bas, il y a passage progressif aux formations métamorphiques du Massif de l'Agout, qui se sont donc nettement développées aux dépens des terrains antécambriens mais d'une façon inégale suivant les points. Ainsi, dans le SE, on observe une épaisseur de 1.500 mètres d'Antécambrien au-dessus des micaschistes à deux micas, tandis que dans le NW il n'y a que 500 mètres à attribuer aux mêmes terrains au-dessus de la même zone de métamorphisme (fig. 6).

Nous préciserons plus loin que, vers Murat-sur-Vèbre, les gneiss atteignent le niveau détritique de la base du Cambrien et que des témoins calcaires, plus ou moins métamorphisés, datant probablement du Géorgien supérieur se retrouvent vers Nages, La Salvétat, Cambounès, etc. de telle sorte que tout le Massif de l'Agout ne correspond pas à de l'Antécambrien seul. Je crois néanmoins qu'il convient bien d'admettre cette attribution pour sa majeure partie, ainsi que l'étude des deux extrémités de la zone axiale vient de nous le prouver.

e) Versant méridional de la Montagne Noire. — On ne peut démontrer nulle part la présence d'Antécambrien certain. Cependant, comme en plusieurs points du versant septentrional, il est possible que les séries très épaisses attribuées au Cambrien inférieur lui appartiennent déjà en partie. A noter, en tout cas, qu'aucune discontinuité et qu'aucun niveau détritique n'ont été découverts.

f) Lodévois. — Le niveau repère de la base du Cambrien est au contraire admirablement représenté dans cette région, proche des affleurements du Mendic, de telle sorte que l'Antécambrien certain existe aux environs des Saulières (NE de Lodève) et dans les têtes de ravins situés plus à l'Est. Dans cette série schisto-gréseuse, il n'est pas exclu que se rencontrent quelques minuscules passées calcarifères.

g) **Cévennes méridionales.** — L'Antécambrien ne paraît pas affleurer dans le Pays viganais où les terrains les plus anciens appartiennent encore au Géorgien. Quant au Pays cévenol, il se présente comme l'Albigeois cristallin, sous forme d'une série schisto-gréseuse compréhensive épimétamorphique, où peuvent exister tous les terrains, depuis l'Antécambrien jusqu'à l'Ordovicien inclus. Nous ne reparlerons donc pas de la stratigraphie de ces deux régions.

3. — LA NATURE DU MATÉRIEL ANTÉCAMBRIEN.

Les terrains antécambriens certains sont essentiellement constitués par des schistes et des grès presque toujours arkosiques, avec grains de quartz et de plagioclases remaniés (albite, oligoclase, peut-être andésine). On rencontre aussi fréquemment des schistes fins, quelques bancs de grès quartzitiques et de rares passées calcaires, plus ou moins transformées en cipolins ou même en amphibolites, qui ont d'ailleurs l'air de correspondre à un seul horizon.

Dans les régions attribuées plus douteusement à l'Antécambrien, le matériel sédimentaire paraît très analogue, quoique, en général, plus schisteux que franchement gréseux. On y trouve encore des débris feldspathiques, mais plus rares et plus petits.

4. — LA PALÉOGÉOGRAPHIE DE L'ANTÉCAMBRIEN.

Il est presque impossible de dire quoi que ce soit de précis sur cette question. L'étude des sédiments laisse cependant l'impression que ceux-ci sont plus grossiers dans le NE (Lodévois, Monts de Saint-Gervais et de l'Est de Lacagne) que vers le SW (Monts du Sorézois, Détroit de Lacombe). D'autre part, le fait qu'ils sont souvent arkosiques pourrait laisser supposer la présence, lors du dépôt de ces formations antécambriennes assez récentes (=Algonkien), d'un massif éruptif plus ancien (=Archéen) émergé au voisinage des régions nord-orientales, mais dont nous ne connaissons actuellement rien d'autre que ses débris.

CHAPITRE IV

LE CAMBRIEN

1. — LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE DU CAMBRIEN.

A la suite des travaux fondamentaux de MIQUEL et de THORAL et de mes observations personnelles, je propose d'admettre la série suivante :

Étages	Notations	Dénominations locales
ORDOVICIEN	S ¹ -C ⁴ =	Formation de passage du Cambrien à l'Ordovicien (?)
CAMBRIEN	C ⁴ =	Formation schisto-gréseuse de Barroubio
	C ³ =	Formation des schistes à <i>Paradoxides</i>
	C ² =	Formation des calcaires à <i>Archæocyathus</i> ou formation calcarifère
	C ²⁻¹ =	Niveau des alternances gréso-calcaires ou des grès de Pardailhan
	C ¹ =	Formation gréso-schisteuse de Marcory (avec niveau de poudingues de base C _p ¹ , d'âge variable entre le Géorgien supérieur et l'Antécambrien, ou passage continu à l'Antécambrien)
ANTÉCAMBRIEN	C ¹ -X =	

D'une façon générale, c'est le niveau moyen du Cambrien (formation calcaire ou calcarifère) qui constitue le repère de premier ordre, lors des levés cartographiques. Il n'est guère possible de le confondre qu'avec les calcaires du Dévonien, mais tandis que le premier est presque azoïque, les seconds sont fréquemment fossilifères et renferment notamment de nombreuses Encrines. Je crois être actuellement parvenu à leur discrimination.

Les repères de second ordre sont le niveau des alternances (ou des grès de Pardailhan) et la formation des schistes à *Paradoxides*, qui permettent de reconnaître à coup sûr le dessous et le dessus de la formation précédente, notion capitale pour la compréhension des séries renversées des Monts de Pardailhan.

L'âge exact de ces diverses formations n'est pas également connu avec certitude. Aucun fossile incontestable n'a été trouvé dans le niveau détritique de base ni dans la formation gréso-schisteuse de Marcory, ce qui rend toute attribution douteuse. D'ailleurs, nous avons déjà vu qu'en bien des endroits il n'existe pas de caractère permettant de différencier cette dernière des terrains antécambriens sous-jacents (d'où la notation C¹-X, fréquemment employée).

Les premiers fossiles significatifs appartiennent au niveau des alternances grésocalcaires ou des grès de Pardailhan. Ce sont *Olenopsis Thorali* et *Blayacina Miqueli* COBBOLD, Trilobites qui dateraient du Géorgien supérieur. Les déterminations ont été récemment remises en question, mais l'âge n'en serait pas changé.

La faune des calcaires comprend des Archæocyathidés (*Archæocyathus* et *Coscino-cyathus*), des Annélides, des Ptéropodes (*Hyolithes*), des Phyllopoïdes et deux Trilobites (*Micmacca? albesensis* et *Ferralsia Blayaci* COB.). Aucun de ces fossiles ne suffit à trancher la question, constamment reposée, de l'âge géorgien supérieur ou acadien inférieur de la formation. Compte tenu du fait qu'à partir du tiers supérieur des calcaires existent fréquemment des passées schisteuses, qui avaient été prises, à tort, pour des replis tectoniques, et où semblent se trouver des restes de *Paradoxides*, j'adopterai provisoirement la solution qui consiste à placer la formation à cheval sur le Géorgien supérieur et l'Acadien inférieur, sa plus grande partie demeurant néanmoins géorgienne.

Par contre, l'âge de la formation des schistes à *Paradoxides* est parfaitement connu. Retenons ses plus récentes subdivisions, d'après M. THORAL [34, 38] :

— Acadien moyen (Zone à <i>Paradoxides</i> <i>mediterraneus</i>)	{	c — Horizon à <i>Conocoryphe</i> (<i>Bailiella</i>) <i>Levyi</i>
		b — Horizon à <i>Conocoryphe</i> (<i>Couloumania</i>) <i>brevifrons</i> et <i>C. pseudo-oculata</i>
		a — Horizon à <i>Conocoryphe</i> (<i>Couloumania</i>) <i>Heberti</i>
— Acadien inférieur	=	Zone à <i>Paradoxides Rouvillei</i> , <i>Corynexochus Delagei</i> , <i>Calodiscus foveolatus</i> , etc...

La formation schisto-gréseuse de Barroubio débute, surtout dans le versant méridional, par des grès quartzitiques à rares passées calcaires, dont l'âge acadien supérieur (Zone à *Paradoxides* cf. *Forchhammeri*) a été défini après les découvertes de MIQUEL dans le Bois de Pradels.

Cependant, l'âge de la partie supérieure de la formation est beaucoup plus douteux. Les seuls débris de Trilobites, trouvés par M. THORAL dans la colline de la Darneyre, près de Barroubio, n'ont pu être déterminés, même génériquement, quoique COBBOLD et STUBBLEFIELD les aient rapprochés des genres *Peltura* ou *Cyclognathus*, caractéristiques du Potsdamien supérieur.

A vrai dire, la raison essentielle pour laquelle ces niveaux ont été attribués au Potsdamien est qu'ils sont compris entre des grès acadiens et des schistes ordoviciens; mais cela suppose une continuité qui ne me semble pas prouvée partout. D'ailleurs la réalité d'un étage Potsdamien reste encore à démontrer, dans toute les régions proches de la Méditerranée, de telle sorte qu'il pourrait bien s'agir seulement d'Acadien supérieur.

Quoi qu'il en soit, la continuité, au moins approchée, demeure vraisemblable dans certaines zones où les niveaux que je note S¹-C¹ peuvent correspondre à l'Acadien le plus supérieur, au Potsdamien et même au Tremadoc le plus inférieur.

2. — LES AFFLEUREMENTS CAMBRIENS.

Les terrains cambriens sont très largement représentés dans la Montagne Noire et les Cévennes méridionales.

Dans la première de ces régions, ils constituent les trois quarts des Monts de Saint-Gervais, des Monts de Lacau et des Monts du Sorézois, la moitié des Monts du Minervois et les deux tiers des Monts de Pardailhan. On les retrouve dans les trois quarts de la ride du Lodévois et du Pays viganais. En outre, leur présence est à peu près certaine dans une partie de l'axe métamorphique de la Montagne Noire, ainsi que dans les séries épimétamorphiques de l'Albigeois cristallin et du Pays cévenol.

a) **Monts de Saint-Gervais** (fig. 6). — Le Cambrien dessine dans cette région une cuvette synclinale où tous les termes sont conservés. Des grès verts arkosiques, fort massifs au Signal de Soumairac, me paraissent correspondre à la formation des poudingues de la base du Cambrien, non représentée ici. A leur suite, viennent des grès plus schisteux, qui forment les crêtes de Maurian et de la Baysse, par exemple. Je les assimile à la formation de Marcory. Ils se terminent, en tout cas, par une zone d'alternances de bancs gréseux et de bancs calcaires, bien visibles au Nord de Clairac, et sont surmontés par des calcaires dolomitiques puissants de 400 à 500 mètres, étirés seulement et discontinus entre Vereux et Saint-Étienne.

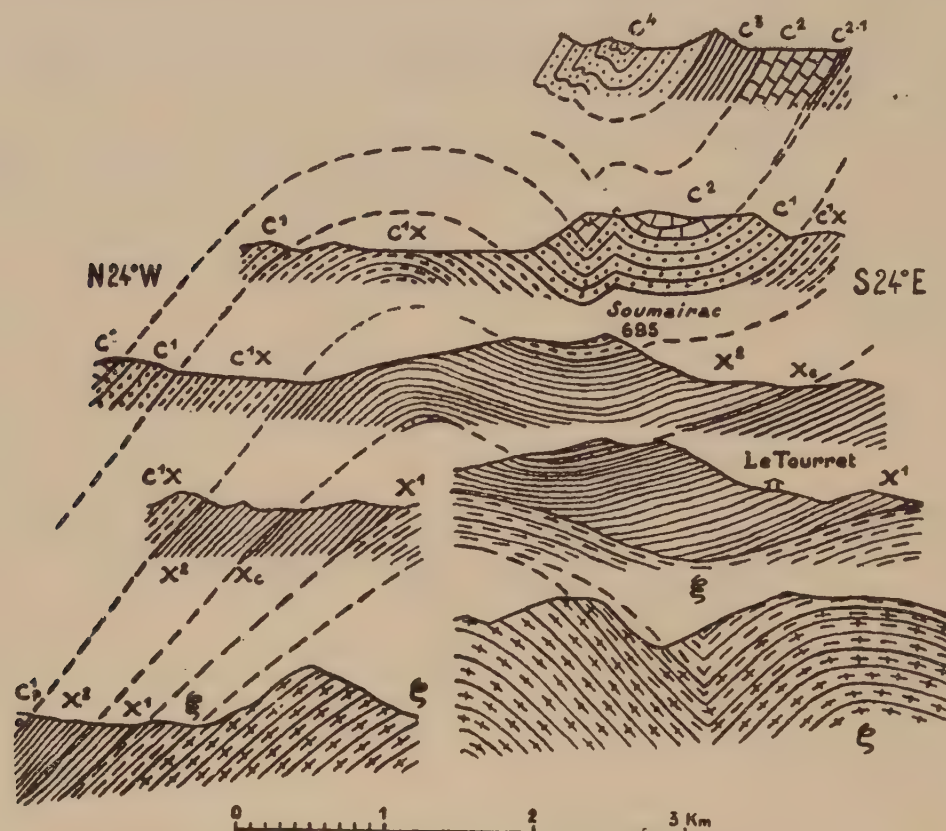


Fig. 6. — Coupes en coulisses des Monts de Saint-Gervais

Nota : Les projetantes n'étant pas parallèles (angle de 30° entre l'axe anticlinal et l'axe synclinal) les fragments de coupes du bas de la figure portent sur des fractions de terrain de plus en plus éloignées l'une de l'autre. Il en résulte pour l'axe anticlinal un aspect plus aigu qu'il n'est réel dans le gneiss.

ζ = Gneiss ; ξ = Micaschistes ; x¹ = Antécambrien inférieur ; x_c = Horizon calcaire dans l'Antécambrien ; x² = Antécambrien supérieur ; c¹x = Zone de passage de l'Antécambrien au Cambrien ; c_p¹ = Niveau de poudingues de la base du Cambrien ; c¹ = Grès de Marcory ; c²⁻¹ = Alternances gréso-calcaires ; c² = Calcaires à *Archæocyathus* ; c³ = Schistes à *Paradoixides* ; c⁴ = Grès de Barroubio.

Au-dessus viennent les schistes versicolores et les calcschistes de l'Acadien moyen, surtout visibles entre Montagne de la Prade et Mont Coudourt, puis des quartzites feldspathiques et des grès verts représentant la formation gréso-schisteuse de Barroubio au cœur de la cuvette synclinale.

b) **Monts de l'Est de Lacau** (fig. 7). — Cette région a fait l'objet de l'essentiel de la thèse de M. THORAL à laquelle il convient de se référer. On y observe parfaitement toute la série cambrienne, depuis l'Antécambrien jusqu'à l'Ordovicien. Notons seulement la succession sommaire : D'abord, beau développement des poudingues et arkoses de base, puissants de 100 à 400 mètres, et légèrement mylonitisés ; ensuite, arkoses plus fines, schistes et grès

verts de la formation de Marcory (300 à 400 mètres); puis niveau des alternances de bancs de grès et de calcaires (150 à 200 mètres); enfin, 700 mètres au moins de calcaires à *Archæocyathus*, le plus souvent dolomitiques, avant d'arriver au niveau très fossilifère des schistes à *Paradoxides* (calcschistes, schistes verts, à nodules calcaires, schistes troués violets, lie-de-vin, verts, jaunes ou gris = 50 à 150 mètres), puis grès psammitiques à passées quartzitiques de la formation de Barroubio (1.000 mètres?).

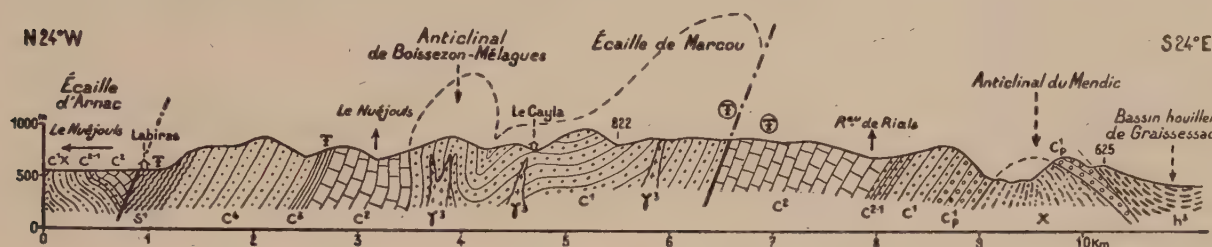


Fig. 7. — Coupe du Cambrien au NW du Mendic

Nota. — Les gisements fossilifères cerclés ne se trouvent pas sur le tracé même de la coupe.

x = Antécambrien; c¹x = Zone de passage de l'Antécambrien au Cambrien; c¹_p = Niveau de poudingues de la base du Cambrien; c¹ = Grès de Marcory; c²-¹ = Alternances grésocalcaires; c² = Calcaires à *Archæocyathus*; c³ = Schistes à *Paradoxides*; c⁴ = Grès de Barroubio; s¹ = Ordovicien inférieur; γ³ = Microgranite-Rhyolite.

Au Nord de cette coupe, décrite dans l'anticlinal du Mendic et l'écaille de Marcou, les faciès des écailles d'Arnac, de Brusque et de Fayet diffèrent légèrement, en devenant notamment plus schisteux, et se rapprochent de ceux des Monts de l'Ouest de Lacaune.

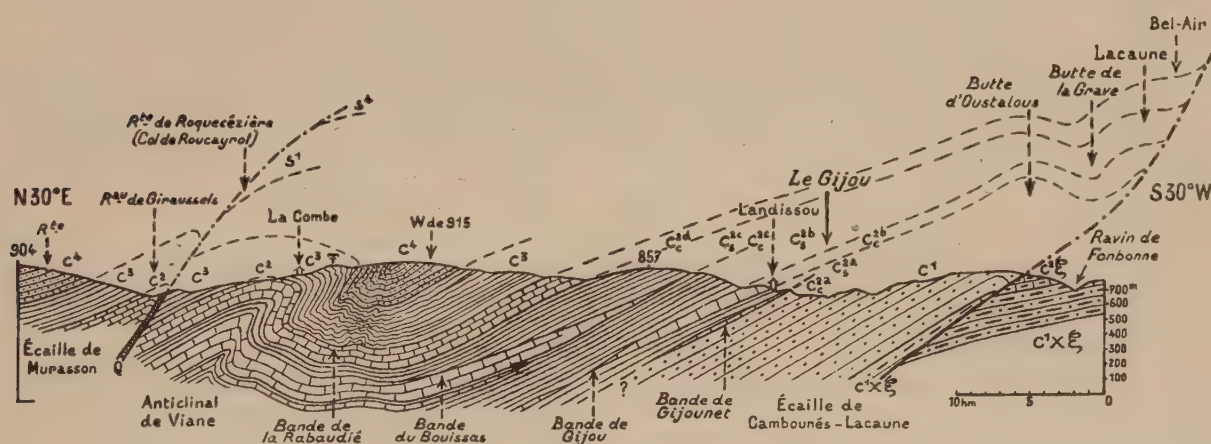


Fig. 8. — Coupe synthétique du Cambrien de la haute vallée du Gijou (région entre Viane et Lacaune)

c¹xξ = Zone de passage de l'Antécambrien au Cambrien, métamorphisée; c¹ = Formation de Marcory; c² = Formation calcaire [c²ξ = métamorphisée; c²^{2a}, c²^{2b}, c²^{2c}, c²^{2d} = Niveaux calcaires; c²^{2a}, c²^{2b}, c²^{2c} = Niveaux schisteux]; c³ = Schistes à *Paradoxides*; c⁴ = Formation de Barroubio; s¹ = Ordovicien inférieur; s⁴ = Gotlandien.

c) **Monts de l'Ouest de Lacaune** (fig. 8). — La série la plus complète s'observe dans l'écaille de Cambounès-Lacaune, entre Lacaune et Viane, le long de la vallée du Gijou. Elle débute par une formation grésoschisteuse, visible au moins sur un millier de mètres, sans doute antécambrienne à la base, géorgienne au sommet, mais sans discontinuité observable. Au-dessus, les calcaires à *Archæocyathus* sont remplacés par une formation calcaire, puissante de 600 à 800 mètres, qui présente suivant les points de deux à quatre, mais généralement trois bandes calcaires, entre lesquelles s'intercalent des zones plus gréseuses vers la base, plus schisteuses vers le sommet. Puis viennent 300 mètres environ

de calcschistes, schistes troués et schistes versicolores correspondant aux schistes à *Paradoxides*; enfin, des schistes ardoisiers noirs et des schistes gréseux à rapporter à la formation de Barroubio (500 mètres?).

Vers le Nord et l'Ouest, le nombre des passées calcaires diminue et l'on n'en trouve plus qu'une, très mince, dans le dôme de Labessonié, de telle sorte que le Cambrien devient un ensemble schisto-gréseux comprenant un élément inférieur et un élément supérieur, séparés par l'horizon calcaire. Celui-ci se fond rapidement dans les schistes, plus au Nord encore, et aucun repère n'est plus visible dans la série compréhensive de l'Albigeois, dénuée par ailleurs de tout fossile.

d) **Monts du Sorézois** — Le Cambrien presque complet, avec des faciès analogues à ceux de l'Est de Lacane, se retrouve sur l'Antécambrien dans la zone synclinale de Durtfort; tandis que, vers l'intérieur, le synclinal d'Arfons, renferme un Cambrien semblable à celui de l'Ouest de Lacane. Vers le SE, les calcaires pincés dans la Forêt de la Loubatière prouvent l'existence des niveaux inférieurs du Cambrien au sein de l'ensemble antécambrien du Déroit de Lacombe.

e) **Monts du Minervois** — Le Cambrien connaît dans cette région un beau développement, quoiqu'il soit partiellement masqué par les terrains dévoniens. Ses faciès sont peu différents de ceux de l'Est de Lacane, sauf en ce qui concerne les poudingues de base, absents ici, le niveau des alternances extraordinairement développé (jusqu'à huit alternances massives de grès et de calcaires), un Acadien moyen plus calcschisteux et la base de l'Acadien supérieur plus franchement quartziteuse.

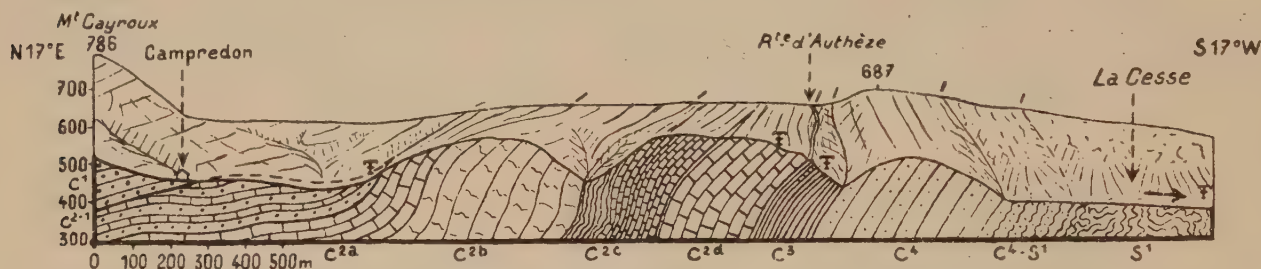


Fig. 9. — Vue-coupe du Cambrien à l'Est de Ferrals-lès-Montagnes

c¹ = Grès de Marcory; c²-¹ = Alternances grésocalcaires; c² = Calcaires à *Archæocyathus* [c²ᵃ = Calcaires; c²ᵇ = Dolomies; c²ᶜ = Calcschistes et calcaires en plaquettes; c²ᵈ = Marbres blancs]; c³ = Schistes à *Paradoxides*; c⁴ = Grès de Barroubio; c⁴-s¹ = Formation de passage du Cambrien à l'Ordovicien; s¹ = Ordovicien inférieur.

f) **Monts de Pardailhan** — Le Cambrien dessine dans ces montagnes trois grands faux-synclinaux, qui appartiennent au flanc inverse d'une nappe de style souple, dont l'érosion a décapé le flanc normal. Malgré quelques étirements locaux, les successions sont en général régulières et on peut les étudier dans de bonnes conditions, notamment dans la région de Ferrals-lès-Montagnes d'où proviennent un grand nombre de fossiles (fig. 9). Les faciès y sont les plus classiques puisque la plupart des types en sont tirés (grès de Marcory; grès de Pardailhan, piquetés de limonite, associés aux alternances calcaires; grès de Barroubio). Il n'y a donc pas lieu de les détailler à nouveau. Notons seulement la présence fréquente d'horizons calcschisteux au sein des calcaires dolomitiques à *Archæocyathus*, souvent confondus avec ceux de l'Acadien moyen par les auteurs antérieurs.

Il convient, en outre, de souligner tout spécialement les variations de faciès que l'on observe du Nord au Sud de la nappe et de les relier à celles des terrains autochtones du Minervois. C'est là, en effet, l'une des meilleures preuves stratigraphiques de l'existence du déversement des Monts de Pardailhan (fig. 10).

Les formations grésoschisteuses de Marcory et de Barroubio sont d'autant plus gréseuses que l'on est plus rapproché de la zone axiale dans les Monts du Minervois, tandis qu'elles deviennent plus schisteuses à mesure que l'on s'en rapproche dans les Monts de Pardailhan (leur région septentrionale ayant été à l'origine la plus éloignée de l'axe, vers la haute mer).

Les alternances gréso-calcaires sont plus nombreuses et plus massives dans le Nord du Minervois, tandis qu'elles deviennent plus minces et plus rares à mesure que l'on s'avance vers le Nord des Monts de Pardailhan, les plus grandes analogies s'observant au contraire entre les alternances du Sud du Minervois et du Sud du Pardailhan, qui ont dû se déposer à peu de distance.

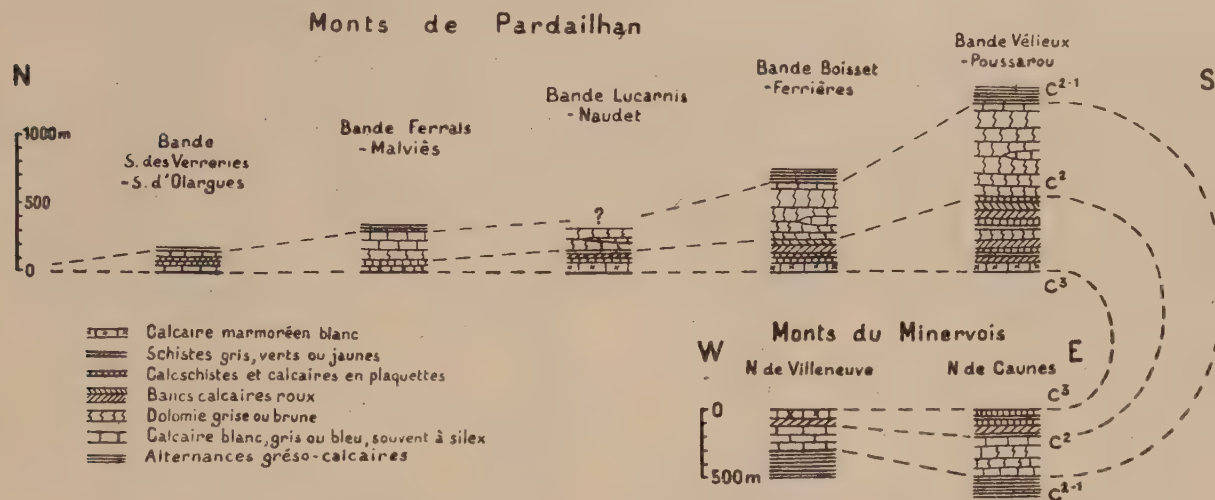


Fig. 10. — Schéma des faciès calcaires dans le Cambrien des Monts de Pardailhan et du Minervois

Nota. — Les épaisseurs indiquées dans les Monts de Pardailhan correspondent à des moyennes dans chaque bande.

c^{2-1} = Niveau des alternances gréso-calcaires ; c^2 = Formation des calcaires à *Archæocyathus* ; c^3 = Schistes à *Paradoxides*.

Les formations calcaires, le plus souvent dolomitisées, deviennent plus épaisses vers le Sud du Minervois et surtout le Sud du Pardailhan, qui a dû jouer un peu comme une zone subsidente, tandis qu'il y a une diminution considérable vers le Nord, dans la zone de haute mer où se formaient peu de dépôts. Les raccords de faciès des passées calcschisteuses, des schistes, des calcaires roux, etc., inclus dans la formation calcaire à *Archæocyathus* présentent le même caractère de facilité entre Sud du Minervois et Sud du Pardailhan, tandis que, sur le terrain, à première vue et d'après les directions axiales des plissements, les synclinaux du Minervois ont l'air de se prolonger vers le Nord du Pardailhan et non vers le Sud.

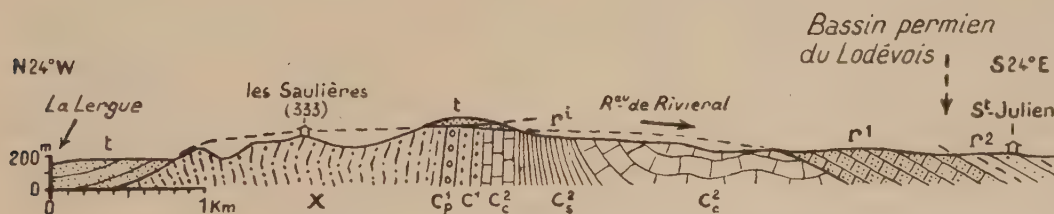


Fig. 11. — Coupe de la ride de Lodève

x = Antécambrien ; c_p^1 = Niveau des poudingues de la base du Cambrien ; c^1 = Grès de Marcory ; c^2 = Formation des calcaires à *Archæocyathus* [c_c^2 = Calcaires ; c_s^2 = Schistes et calcschistes] ; r^1 = Autunien ; r^2 = Saxonien ; t = Trias.

g) **Lodévois** (fig. 11). — Le Cambrien de la ride de Lodève n'est visible que sur de faibles distances et seuls les niveaux inférieurs transparaissent sous le Permien. Il débute par des poudingues et arkoses de base, fort analogues à ceux du Mendic, au-dessus de l'Antécambrien. Les grès attribuables à la formation de Marcory sont peu épais et une zone schisteuse à interpréter comme une passée ou comme un repli acadien (?) interrompt la formation calcaire, très dolomitisée.

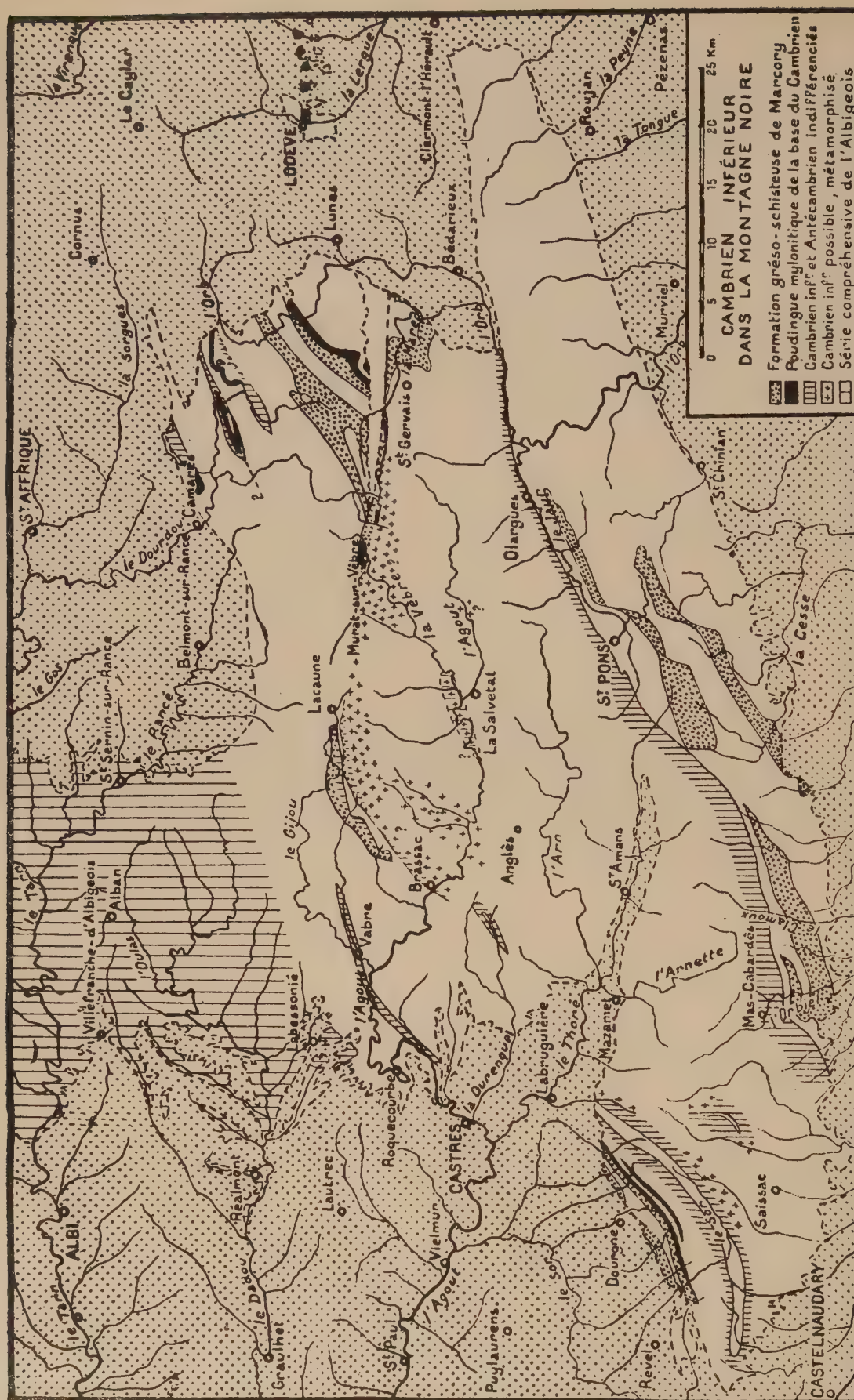


Fig. 12

h) Pays viganais. — Le Cambrien existe dans les deux régions de l'écaille d'Alzon au Nord, de la nappe du Vigan (avec les Monts de Saint-Bresson) au centre et au Sud. Dans la première, la formation gréso-schisteuse de Marcory paraît représentée, ainsi que, localement, le niveau des alternances. La formation calcaire, les calcschistes sombres probablement acadiens, et la formation gréso-schisteuse qui leur font suite, présentent de grandes analogies avec les faciès du NE des Monts de Lacaune.

Dans la seconde, au contraire, la série ressemble davantage à celle du SE des Monts de Lacaune ou du Sud des Monts de Pardailhan et appartient, comme cette dernière, au flanc inverse d'une nappe de style souple. Les grès de Marcory y sont inconnus, bien que l'on trouve des restes, plus ou moins écrasés, d'une formation de base arkosique, au sommet même des Monts de Saint-Bresson, ainsi que plus à l'Est. Il semble que le Cambrien n'aurait donc débuté ici qu'avec la formation des calcaires dolomitiques (comme dans l'écaille d'Arnac). L'Acadien moyen, le plus souvent étiré, paraît réduit à des calcschistes. Quant à la formation gréso-calcaire de Barroubio, elle ne se distingue pas des niveaux schisteux à attribuer probablement à l'Ordovicien.

Vers le Nord, on retrouve quelques témoins calcaires, intercalés dans les schistes, jusqu'au sommet de l'Aigoual. On peut supposer qu'il s'agit de Cambrien moyen, comme dans le NW des Monts de Lacaune; cependant, toute stratigraphie demeure impossible vers la série compréhensive du Pays cévenol, malgré la présence locale de bancs quartziteux facilement repérables, mais d'âge absolument indéterminé.

3. — LA NATURE DU MATÉRIEL CAMBRIEN.

a) Le niveau détritique de base (fig. 12). — Dans le Sorézois, la constitution pétrographique de ce niveau présente de grandes variations. Vers le SW et le NE, ce sont des schistes gréseux très analogues à ceux de la formation de Marcory ou de l'Antécambrien. Au contraire, dans la partie médiane des affleurements, il s'agit de roches lustrées, à toucher savonneux, souvent très bien litées, où des bancs plus grossiers laissent facilement distinguer des glandules de quartz et parfois de feldspaths. Au microscope, on reconnaît de grands cristaux de quartz, généralement rhyolitiques, des feldspaths (orthose altérée?, microcline et plagioclases) et de nombreux petits cristaux de quartz, les uns correspondant à des débris, les autres de néogénèse, avec une trame sériciteuse et quelques muscovites.

Dans la périphérie du Mendic, la roche, quoique plus mylonitique, demeure presque semblable (épaves de quartz et feldspaths : orthose, microcline, oligoclase-andésine), mais on y rencontre en outre des fragments de schistes anciens, manifestement entraînés dans les zones les plus détritiques.

Rappelons que A. MICHEL-LÉVY y voit des mylonites d'arkoses granitiques, tandis que M. ROQUES les interprète comme des rhyolites partiellement remaniées. Personnellement, je suis de l'avis de M. ROQUES en raison des arguments qu'il invoque et dont la valeur me semble confirmée par mes observations, mais surtout en raison de la présence de très belles rhyolites interstratifiées à ce niveau dans le Lodévois et les écailles d'Arnac et de Brusque, tous gisements peu éloignés du Mendic.

Dans le SW du Mendic, vers Castanet-le-Haut et Murat-sur-Vèbre, se retrouvent par places des faciès identiques, avec, localement, de vraies rhyolites écrasées, ailleurs des mylonites d'arkoses nettes, passant progressivement à des grès schisteux plus fine, qui avaient été confondus avec le Potsdamien. Enfin, j'y ai découvert une petite coulée d'oligoclase interstratifiée (La Gorge).

Dans l'écaille d'Arnac, au Nord du massif de la Devèze, j'ai revu les affleurements décrits par MICHEL-LÉVY et THORAL et reconnu que le niveau détritique y est immédiatement inférieur aux calcaires à *Archæocyathus*, sans interposition des grès de Marcory. La roche schisteuse y emballe de nombreux galets de rhyolites passant au microgranite, de plagioclases (oligoclase dominante), de quartzites, de grès fins, de microquartzites passant à des schistes, de schistes tachetés (à andalousite), de schistes fins, plus ou moins sériciteux, enfin des arkoses très riches en quartz et des calcaires ou dolomies paraissant s'être formés pendant le dépôt même des éléments détritiques.

Plus au Nord, dans l'écaille de Brusque, le niveau détritique est moins net, bien que l'on y retrouve les mêmes éléments en nombreuses passées, avec des coulées de rhyolites et des tufs oligoclasiques; quant à l'écaille d'Arnac, elle ne renferme que des débris très fins, se fondant dans les schistes gréseux.

Dans la ride de Lodève, surtout à son extrémité orientale, les formations arkosiques alternent avec des rhyolites certaines et passent, vers le haut, à des niveaux à galets, où un régime calcaire tend à s'établir.

Dans les Monts de Saint-Bresson, le très petit affleurement découvert par M. THORAL sur la route de Saint-Laurent au Vigan correspond à des schistes froissés, avec restes écrasés de roche éruptive microlitique ou de tuf feldspathique et nombreux fragments calcaires. L'affleurement que j'ai découvert à Piécourt, près de Saint-Julien-de-la-Nef, renferme les mêmes éléments, d'ailleurs fort peu reconnaissables.

Une question importante, liée à l'étude du niveau détritique, est celle de l'âge exact de la venue granulitique du Mendic.

Pour A. MICHEL-LÉVY, ce massif aurait métamorphisé avant le Cambrien les schistes et grès l'environnant, puis, mis à nu par l'érosion, aurait fourni les éléments arkosiens du niveau de la base du Cambrien.

J'objecterai à cette hypothèse qu'il existe partout au moins un millier de mètres de terrains antécambriens entre la périphérie du massif et la base du Cambrien, dont seules les apophyses laccolitiques (porphyroïdes) se rapprochent. En outre, les rhyolites à microcline, liées dans toute la région aux arkoses de base, paraissent bien présenter un rapport génétique étroit avec le granite à microcline du Mendic.

Je propose donc de voir dans ce massif un batholite granitique d'âge cambrien tout à fait inférieur, non décapé avant les érosions posthercyniennes, mais ayant émis des laccolites et filons à caractère microgranitique en demi-profondeur et des coulées rhyolitiques largement épanchées en surface. Ces dernières seules — tout au moins pour la région située au voisinage immédiat du Mendic — auraient été immédiatement remaniées par l'érosion et incorporées dans les formations de la base du Cambrien.

Dans le NW, où les premiers dépôts paraissent un peu plus récents, les arkoses de base seront plus riches en galets non seulement de rhyolites mais aussi de microgranite et de schistes épimétamorphiques, l'érosion ayant déjà eu le temps d'atteindre des couches plus profondes, dans la périphérie du Mendic ou près d'un massif semblable actuellement masqué, indépendamment de l'apport d'oligoclases dues à un volcanisme subaérien, peut-être postérieur à celui des rhyolites.

b) La formation de Marcory (fig. 12). — En dehors du niveau détritique de base, souvent absent d'ailleurs, cette formation gréso-schisteuse présente une assez grande monotonie. Tout au plus peut-on dire qu'en règle générale la base est plus schisteuse et le sommet plus gréseux.

Les roches les plus grossières sont des grès arkosiques, avec quartz clastique, souvent brisé et feldspaths (surtout albite-oligoclase) parfois très peu altérés. Les variations de calibrages sont considérables entre des bancs voisins, mais il semble qu'il y ait eu un certain triage, avec intensité d'apports variable. En outre, dans les zones où un métamorphisme postérieur s'est fait sentir, les grès ont recristallisé en véritables quartzites.

Les roches plus fines correspondent à des schistes gréseux, encore finement arkosiques, à des microquartzites, enfin à des schistes fins dans lesquels règne presque toujours une trame sériciteuse abondante.

La seule conclusion valable pour l'ensemble du dépôt est que l'on a affaire à une sédimentation relativement grossière, peu éloignée des côtes en général, ou tout au moins de très faible profondeur, peut-être discontinue par endroits et où des phases d'émersion ne sont pas impossibles.

c) Les alternances gréso-calcaires et les grès de Pardailhan (fig. 13). — A la partie supérieure de la formation gréso-schisteuse précédente, M. THORAL a distingué, sous le nom de grès de Pardailhan, des grès arkosiques mouchetés de limonite, qui tranchent par leur couleur jaunâtre avec les grès verts de Marcory, mais cet auteur a peu mis en lumière la présence assez générale de bancs calcaires alternant avec les bancs gréseux, dans cette formation de passage dont nous avons souligné plus haut l'importance.

Souvent, dans les horizons inférieurs, apparaissent seulement de gros noyaux calcaires, marmoréens ou dolomitiques, à surface onduleuse et très corrodée, passant parfois à des bancs discontinus, représentant des concentrations calcaires originelles au milieu de la sédimentation encore essentiellement gréseuse, à faciès « Pardailhan ». Puis, sans que la loi soit tout à fait rigoureuse, on constate l'augmentation d'épaisseur des passées calcaires, depuis des bancs de 1 mètre jusqu'à près de 50 mètres, tandis que les bancs gréseux décroissent jusqu'à quelques centimètres seulement à la fin des alternances.

On peut en conclure que, dans bien des endroits, le régime de sédimentation calcaire n'a pu s'établir qu'avec une certaine peine et que les apports détritiques ont continué assez longtemps à venir le troubler. De faibles pulsations orogéniques ne sont donc pas exclues à ce moment.

d) Les calcaires à *Archæocyathus* et la formation calcarifère (fig. 14 et 15). — Dans les régions où la formation calcaire est le plus développée (Sud des Monts de Pardailhan par exemple), on peut observer la succession d'un calcaire blanc marmoréen, fréquemment lardé de silex, puis d'une grande masse de dolomie grise, bleue ou noire, dans laquelle sont parfois conservés des silex ou même des bancs de calcaires blancs non dolomitisés sur des espaces plus ou moins importants, ensuite des calcaires jaune roux à nombreuses passées calcschisteuses, des calcaires craquelés blancs, roux ou gris, parfois à demi dolomitiques, des calcschistes et calcaires en plaquettes alternant avec des barres dolomitiques, enfin une barre de calcaire blanc marmoréen, souvent étirée et discontinue.

Dans les régions où règne la formation calcarifère (Monts de l'Ouest de Lacane par exemple), nous avons vu que l'on a affaire à un régime d'alternances généralisées de calcaires, plus massifs et dolomitiques à la base, plus lités et souvent calcschisteux au sommet, avec des horizons gréso-schisteux, plus grossiers à la base, plus fins au sommet où la distinction entre schistes et calcschistes devient assez illusoire.

Il est certain qu'à cette époque les apports détritiques ont partout diminué et que le régime calcaire a eu tendance à devenir prédominant. Les conditions bathymétriques ne lui étaient cependant favorables que dans des zones privilégiées, probablement assez près des côtes ou tout au moins dans des régions de faible profondeur, tandis que les schistes fins se déposaient vers la haute mer.

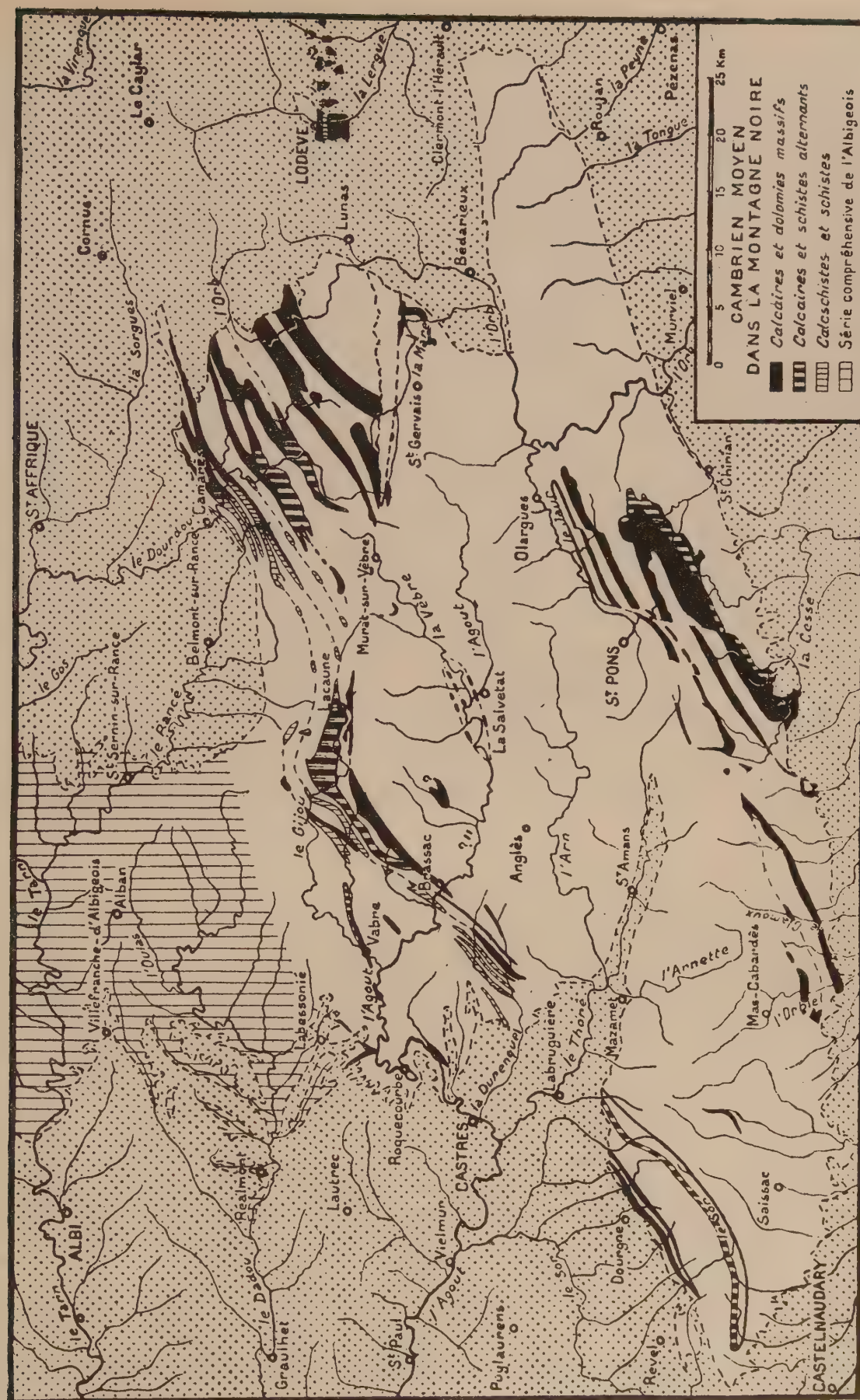


Fig. 14



Fig. 15

e) **Les schistes à *Paradoxides*** (fig. 16 et 17). — En règle générale, on observe la succession de calcschistes à constituants assez fins, puis de schistes versicolores présentant au début des amandes calcaires ou des trous résultant de la dissolution de celles-ci, enfin de schistes tendres, toujours assez fins et plus monotones, avant de passer à des horizons progressivement plus grossiers que l'on peut ranger dans la formation suivante.

On peut en conclure que le dépôt s'est réalisé en mer très calme, sans doute un peu plus profonde que précédemment. Au début, la tendance à la formation de calcaires subsistait dans une certaine mesure, mais l'approfondissement croissant a dû la rendre bientôt impossible. Les apports détritiques demeuraient en tout cas très réduits, bien que l'on distingue parfois dans les schistes de petits débris de quartz et de plagioclases.

f) **La formation de Barroubio** (fig. 16 et 17). — Cette formation souvent assez monotone correspond à des sédiments de nature analogue à ceux de la formation de Marcory. Ce sont des grès verts passant à des quartzites, des grès psammitiques et des schistes gréseux, avec, très exceptionnellement, des lentilles calcaires. Les grès grossiers sont habituellement arkosiques; les schistes les plus fins passent, par contre, à des ardoises, soit noires, soit tachées de rouille.

Dans le versant méridional de la Montagne Noire, surtout, la base de la formation correspond à des quartzites extraordinairement massifs, de couleur blanche, fréquemment mylonitisés, et où les grains de quartz, engrenés ou allongés en amandes de néogénèse, sont souvent réduits en fine mouture.

Les débris micacés, ainsi que de la séricite de néoformation, ne sont pas rares à tous les niveaux. En outre, il est fréquent que la silice provenant des grains de quartz ait migré et se soit localisée en veinules ou petits filonnets.

Il semble que ces dépôts correspondent à une sédimentation de faible profondeur, assez troublée, d'autant plus grossière que l'on se trouve plus près des régions axiales, tandis que, comme pour les niveaux précédents, les schistes plus monotones demeurent la règle vers les régions de haute mer.



Fig. 17

g) **Les types de successions de faciès** (fig. 18). — Nous venons de voir que, suivant les régions, le Cambrien présente d'assez grandes variations dans la nature lithologique de ses sédiments. Il est possible de distinguer quatre types principaux de successions de faciès, qui peuvent, bien entendu, passer progressivement de l'un à l'autre.

— *Premier type*: Faciès accusés, n'ayant guère de termes de passage entre eux. Puissance totale : 1.800 à 3.500 mètres.

Poudingue de base au-dessus des terrains antécambriens; formation de Marcory à dominance gréseuse; formation de calcaires et dolomies massifs, avec niveau des alternances gréso-calcaires plus ou moins développé à la base, mais pas ou très peu de calcschistes vers le sommet; schistes à *Paradoxides* à dominance franchement schisteuse; formation de Barroubio assez gréseuse.

Ce type correspond surtout à celui du SE des Monts de Lacaune et du synclinal de Durfort (Sorézois). Le Cambrien du Minervois, de Saint-Gervais, du Lodévois, de l'écaille d'Alzon (Pays viganais) s'en rapproche, mais est aussi analogue au type suivant.

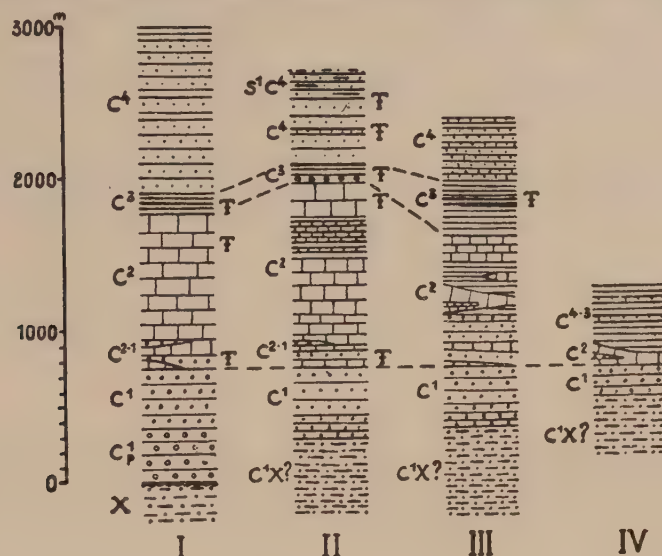


Fig. 18. — Coupes schématiques des quatre types de séries sédimentaires du Cambrien

x = Antécambrien ; c^1x = Zone de passage de l'Antécambrien au Cambrien ; c^1 = Formation de Marcory ; c^{2-1} = Niveau des alternances gréso-calcaires ; c^2 = Calcaires à *Archæocyathus* ou formation calcarifère ; c^3 = Schistes à *Paradoxides* ; c^4 = Formation de Barroubio ; s^1c^4 = Formation de passage du Cambrien à l'Ordovicien.

— *Deuxième type* : Faciès encore accusés, mais présentant des termes de passage développés. Puissance totale : 2.500 à 4.000 mètres ?

Formation de Marcory à dominance schisteuse vers le bas où elle passe en continuité à l'Antécambrien probable, à dominance gréseuse vers le haut ; formation calcaire débutant par un niveau d'alternances entre les grès de Marcory et les calcaires compacts, continuant par des calcaires et dolomies massifs, puis par des alternances schisteuses, calcschisteuses et calcaires annonçant le passage au terme suivant ; schistes à *Paradoxides* calcschisteux au début, schisto-gréseux à la fin ; formation de Barroubio montrant des alternances de grès quartziteux très massifs, surtout au début, et de schistes gréseux, surtout vers la fin où elle passe peut-être en continuité à l'Ordovicien.

Ce deuxième type, dans lequel on rencontre les puissances les plus considérables, correspond essentiellement au Cambrien des Monts de Pardailhan (sauf dans leur région septentrionale où la réduction d'épaisseur rapproche du quatrième type) et des Monts de Saint-Bresson.

— *Troisième type* : Faciès peu accusés, avec nombreuses répétitions de faciès analogues. Puissance totale : 2.400 à 2.600 mètres.

Formation de Marcory semblable à celle du type précédent, quoique moins gréseuse ; formation calcarifère, résultant d'alternances de barres calcaires et gréseuses vers le bas, de zones calcschisteuses et schisteuses vers le haut ; schistes à *Paradoxides* et formation de Barroubio peu distincts, encore calcschisteux vers le bas, puis passant à des schistes gréseux monotones.

Ce troisième type est surtout représenté dans les Monts de Lacaune, en intermédiaire entre le type plus calcaire (premier), proche de l'axe, et le type à calcaire réduit (quatrième), loin de l'axe.

— *Quatrième type* : Faciès très monotones, où des passées calcaires rares et minces sont le seul élément de diversité dans une série schisto-gréseuse pouvant aller de l'Antécambrien à l'Ordovicien. Puissance totale : 500 à 1.800 mètres ?

Ce quatrième type règne d'une part dans les formations cambriennes conservées dans l'axe métamorphique, d'autre part dans les formations qui en sont au contraire le plus éloignées. Avec la réduction totale du calcaire, il intervient sans doute largement dans les formations compréhensives de l'Albigeois et des Cévennes.

4. — LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU CAMBRIEN (fig. 19).

Quel que soit le type sédimentaire des formations cambriennes, il est permis de reconnaître que le Cambrien représente un cycle sédimentaire complet, débutant par une transgression et se terminant avec une régression.

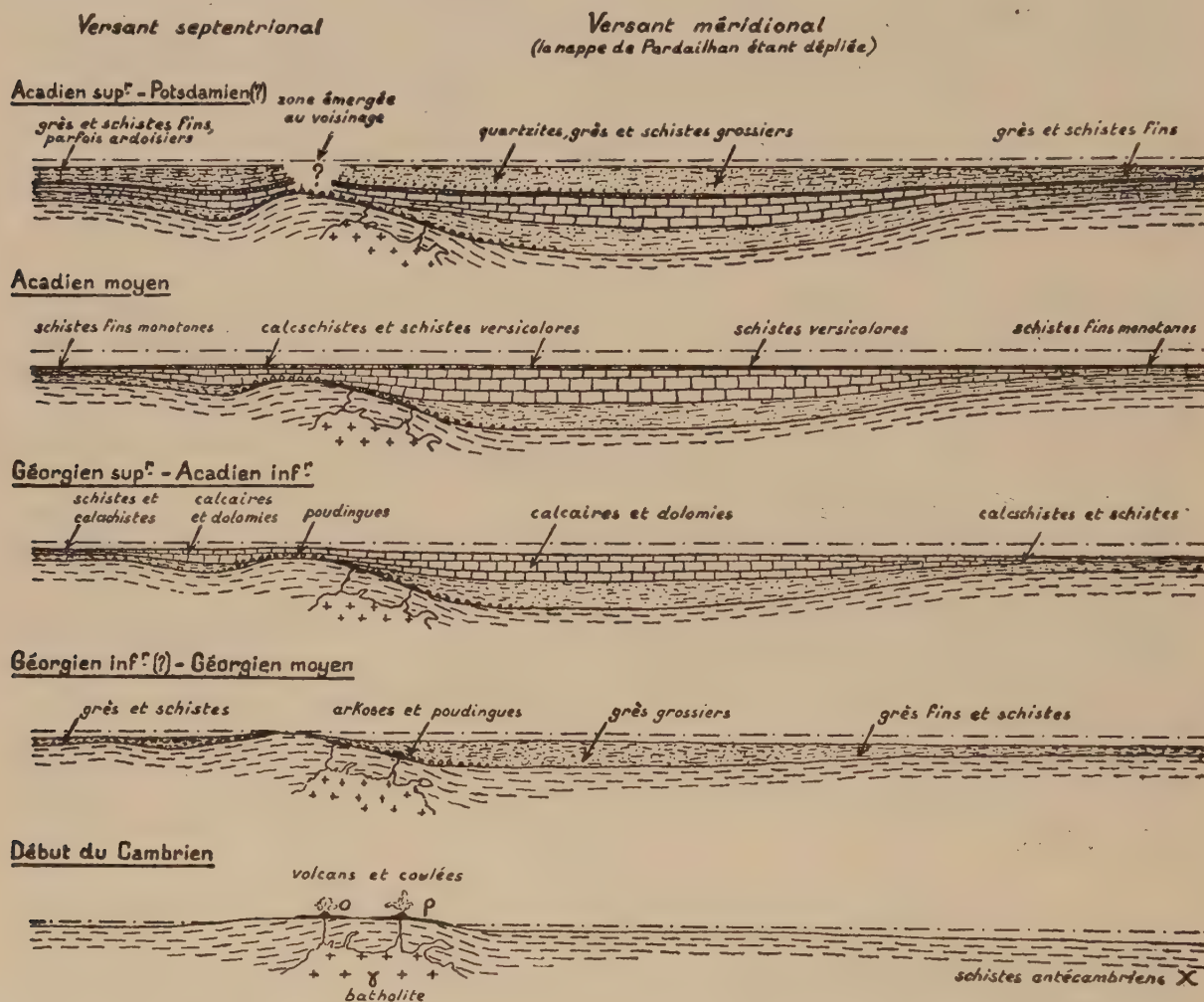


Fig. 19. — La sédimentation dans la Montagne Noire au cours du Cambrien
(Coupes très schématiques, n'ayant qu'une valeur figurative)
Le trait ponctué figure le niveau de la mer à chaque époque

Même si, dans plusieurs régions, il semble que la sédimentation ait été continue entre Antécambrien et Silurien, il n'en demeure pas moins que les formations grés-schisteuses de Marcory au début, de Barroubio à la fin, caractérisent des mers de très faible profondeur, où s'accumulaient des sédiments détritiques grossiers venant de terres émergées situées certainement à très faible distance.

Il est par ailleurs incontestable que la sédimentation n'a pas été partout continue, puisque, dans les Monts du Sorézois, les Monts de l'Est de Lacaune, le Lodévois et les Monts de Saint-Bresson, la présence de poudingues d'âge variable et d'éléments volcaniques subaériens souligne l'avancée progressive de la mer géorgienne sur le socle antécambrien.

De même, il est presque certain, ainsi que nous le verrons ultérieurement, que l'Ordovicien inférieur ne succède pas partout sans discontinuité au Cambrien et qu'une nouvelle transgression est à dater du Tremadoc-Arenig.

Par contre, il n'y aurait jamais eu de discontinuité sédimentaire nette au sein du Cambrien, comme en Angleterre et dans quelques régions du Maroc par exemple. Les calcaires et dolomies témoignent d'un léger approfondissement de la mer. Il ne semble cependant pas que cette profondeur ait dépassé celle de la zone néritique, ainsi qu'en témoignent les calcaires, à Annélides, un peu sableux, localement phosphatés et glauconieux. La présence d'*Archæocyathus* peut, en outre, faire songer à une mer chaude et peu profonde où la genèse de dolomie serait normale, si tant est que les *Archæocyathus* ont vécu à la façon des Polypiers.

Les schistes argileux à *Paradoxides*, de l'Acadien moyen, pourraient correspondre au maximum de profondeur de la mer, ou tout au moins à la période la plus calme, avec immersion complète de toutes les terres du voisinage, peut-être à un léger refroidissement, en tout cas à des conditions défavorables à la genèse de sédiments carbonatés. La profondeur ne semble cependant avoir été qu'à peine bathyale, ainsi que l'indique l'abondance de Cystoïdes, de Brachiopodes et de Trilobites.

Les conditions de genèse des quartzites de l'Acadien supérieur sont un peu énigmatiques : apport de silice en grande quantité, mais non de débris grossiers qui formeront les grès feldspathiques ultérieurs. Il n'est pas exclu qu'ils soulignent une sédimentation de mer moins profonde que précédemment, mais encore trop froide pour que les dépôts calcaires soient autre chose que de minces lentilles isolées et non de grandes masses comme à la fin du Géorgien et au début de l'Acadien (1). Quelques terres étaient peut-être déjà émergées à nouveau et fournissaient un apport siliceux, mais ce n'est que plus tard que les reliefs seraient redevenus suffisants pour permettre la sédimentation grossière dans une mer épicontinentale en régression.

D'après la répartition géographique des divers faciès du Cambrien, surtout des poudingues de base et des grès les plus grossiers, il semble que l'on puisse admettre l'existence de terres émergées au début et sans doute à la fin du cycle :

- a) dans l'Est des Monts de Lacaune et surtout dans la région que recouvrent actuellement les calcaires jurassiques du Larzac;
- b) dans la moitié sud de la partie orientale de l'axe métamorphique de la Montagne Noire (Monts de l'Espinouse);
- c) dans les Monts du Sorézois, mais peut-être avec un développement plus grand vers l'Ouest (sous l'actuel golfe tertiaire du Castrais) que vers l'axe métamorphique où les sédiments cambriens sont assez monotones et fins.

Il va sans dire que cette énumération n'est pas exclusive; que d'autres îlots sont possibles, par exemple vers Lacaune où la base du Cambrien est relativement grossière; enfin que nous ne savons rien sur ce qui se passait dans le Sud, vers l'actuelle Méditerranée, au delà des 50 kilomètres où nous conduit le « dépliage » de la nappe de Pardailhan.

(1) La lentille calcaire la plus importante (8 mètres) paraissant appartenir à ce niveau, selon M. THORAL qui a bien voulu l'examiner lors d'une récente tournée commune, se trouve immédiatement au-dessus de la route de Rieussec à Brian, près du Moulin de Pérabis (Monts de Pardailhan).

CHAPITRE V

L'ORDOVICIEN INFÉRIEUR

1. — LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE DE L'ORDOVICIEN INFÉRIEUR.

La formation schisto-gréseuse de l'Ordovicien inférieur, de faciès assez monotones et presque dénués de repères stratigraphiques, a cependant livré une telle quantité de fossiles que les niveaux représentés sont parfaitement connus maintenant.

MIQUEL avait déjà proposé une échelle dans laquelle ne subsistaient que peu d'erreurs; mais c'est en 1941 seulement que M. THORAL paraît avoir résolu entièrement la question, en précisant les synonymies de formations et en les datant par leurs faunes de Graptolites, plus, quand cela est possible, que par les Trilobites [36].

Étages		Notations	Zones et dénominations locales
ORDOVICIEN INFÉRIEUR	ORDO-VICIEN MOYEN	LLANDEILO	S ² (non représenté)
			SUPÉRIEUR (existence douteuse)
			— Sous-zone à <i>Didymograptus protobifidus</i> et <i>Phyllograptus angustifolius</i> = Schistes à <i>Calymmene</i> = Schistes de Saint-Nazaire = Schistes du Foulon = Schistes de Boutoury <i>p. p.</i> ?
	ARENIG	S ^{rb}	MOYEN (Zone à <i>D. extensus</i>) — Sous-zone à <i>Didymograptus deflexus</i> et <i>D. balticus</i> = Schistes à gâteaux (Tuttenstein) = Schistes à <i>Asaphidæ</i> (<i>max. pars</i>) = Schistes de Boutoury — Sous-zone à <i>Didymograptus v. fractus</i> = Schistes à <i>Amphion</i> = Schistes à <i>Ampyx</i> = Grès armoricain = Grès à Lingules = Grès de Boutoury
			INFÉRIEUR = Zone à <i>Dichograptidæ</i> et <i>Dendrograptidæ</i> = Schistes gréseux à <i>Vexillum</i> et <i>Miquelina Miqueli</i>
	TREMADOC	S ^{1a}	SUPÉRIEUR = Schistes et grès à nodules, à <i>Asaphelina Barroisi</i> et <i>Symphysurus angustatus Sicardi</i> MOYEN = Grès et schistes, avec calcaires, à <i>Shumardia Miqueli</i> et <i>Eoorthis christianiae</i> INFÉRIEUR = Psammites et schistes gréseux, à <i>Euloma</i> et <i>Niobe</i> (?)
	CAMBRIEN	S ¹ -C ⁴	= Formation schisto-gréseuse de passage du Cambrien à l'Ordovicien (?)

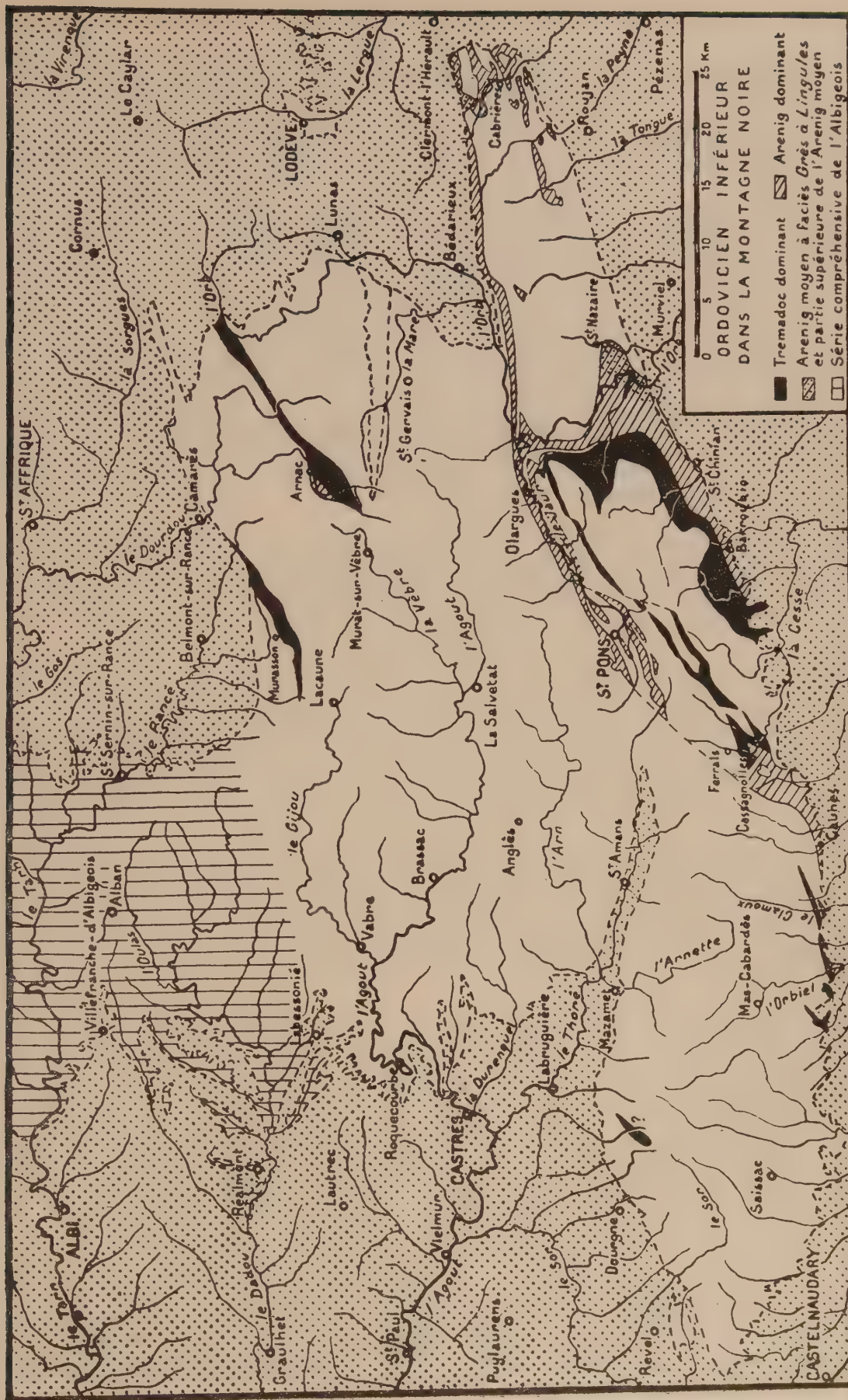


Fig. 20

2. — LES AFFLEUREMENTS DE L'ORDOVICIEN INFÉRIEUR (fig. 17 et 20).

La plus grande partie des affleurements de l'Ordovicien inférieur, bien daté par ses fossiles, se trouve dans le versant méridional de la Montagne Noire, mais on en rencontre encore dans les Monts de l'Est de Lacaune. Il est possible qu'il en existe dans le Sorézois et il est presque certain que des zones importantes du Pays viganais doivent lui être attribuées, mais aucun fossile n'a permis, jusqu'à aujourd'hui, de les dater incontestablement. Il est enfin extrêmement probable que les séries compréhensives de l'Albigeois et du Pays cévenol en renferment également.

Dans les Monts de l'Est de Lacaune, M. THORAL a identifié le Tremadoc au SE de l'écaille de Murasson, le Tremadoc et l'Arenig inférieur au SE de l'écaille d'Arnac-sur-Dourdou. Dans ce dernier affleurement, il semble qu'il y ait continuité entre le Cambrien et l'Ordovicien, tandis que, près de Murasson, la discontinuité paraît probable. Cependant, des glissements dans les séries gréso-schisteuses inférieures et supérieures, de caractéristiques dynamiques bien analogues, demeurent vraisemblables et l'on ne peut être en rien affirmatif. S'il y a lacune, en tout état de cause, elle serait limitée au Tremadoc le plus inférieur, donc d'assez faible durée.

On ne peut dire non plus, dans cette région, s'il y a eu dépôt de terrains plus récents que l'Arenig inférieur. Provisoirement, on doit admettre que la mer s'est retirée du versant septentrional après une brève incursion au début de l'Ordovicien, ou qu'une phase d'érosion anté-gotlandienne a fait disparaître toute trace des terrains ordoviciens plus récents.

Dans le versant méridional de la Montagne Noire, l'Ordovicien inférieur se complète par un large développement de l'Arenig moyen. Le Tremadoc affleure surtout à la limite nord de l'Ordovicien du Minervois, à la suite du Cambrien supérieur et, dans les mêmes conditions mais en série inverse, dans l'ensemble de la bordure sud et est des Monts de Pardailhan. Il est possible, mais ces zones sont moins ou pas fossilifères, qu'il constitue en outre une part importante des replis des Monts de Pardailhan (faux-anticlinaux).

L'Arenig correspond à la majeure partie des affleurements de Caunes-Cassagnolles, de la région de Saint-Chinian - Cluse de l'Orb, des Monts de Cabrières et de la zone du Jaur - Orb. Il semble, d'ailleurs, que l'Arenig inférieur soit presque seul représenté dans le premier et dans le dernier de ces affleurements. Au contraire, la partie supérieure de l'Arenig moyen existerait seulement dans la région du Landayran - Basse Cluse de l'Orb ainsi que, peut-être, à Boutoury (région de Cabrières).

Cette dernière localisation constituera l'un des arguments stratigraphiques nous conduisant à admettre que la région septentrionale des Monts de Cabrières représente une écaille de terrains semblables à ceux du Landayran, poussée au Nord sur une distance d'au moins huit kilomètres.

Un autre détail important est que, dans la zone du Jaur, près de Saint-Pons notamment, les seuls dépôts sont des schistes à Asaphidés et Orthocères, appartenant sans doute à l'Arenig inférieur ou au début de l'Arenig moyen, qui paraissent transgressifs sur des schistes anciens (C¹-X ?). De même, dans le Sud des Monts de Pardailhan, j'ai eu l'impression que les terrains attribués au Cambrien supérieur présentent, au-dessous des schistes ordoviciens, des variations de puissance que la tectonique n'expliquerait pas seule.

On serait donc conduit à admettre que la continuité entre Cambrien et Ordovicien ne serait réalisée que dans les zones où la mer aurait conservé une relative profondeur, tandis que le Tremadoc supérieur, puis l'Arenig, se montreraient transgressifs dans les zones de bordure, jusqu'à recouvrir localement des terrains datant du Cambrien inférieur ou de l'Antécambrien.

La fig. 21, localisant ces divers niveaux de l'Ordovicien dans une coupe très schématique des nappes du versant méridional et leur situation après dépliage, souligne ce fait de la transgression, ainsi qu'une relative subsidence, dans une zone synclinale, suite de celle déjà observée pour le Cambrien, qui correspondra d'ailleurs à la région radicale des nappes.

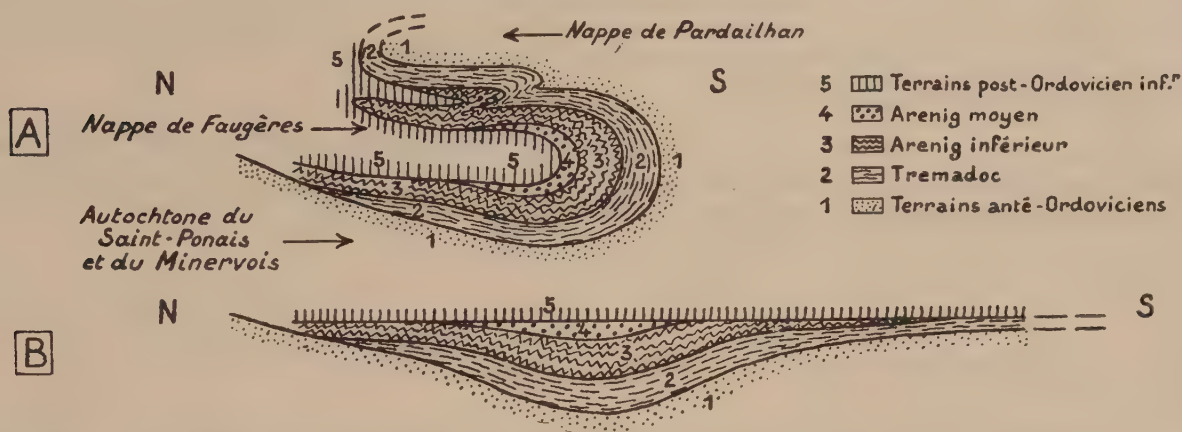


Fig. 21. — Schéma de la transgression et de la subsidence de l'Ordovicien inférieur dans le versant méridional de la Montagne Noire

A. — Relations stratigraphiques des unités tectoniques actuelles (très schématique).

B. — Coupe schématique à la fin de l'Ordovicien inférieur (les unités tectoniques étant remises à leur place).

3. — LA NATURE DU MATÉRIEL DE L'ORDOVICIEN INFÉRIEUR.

La formation schisto-gréseuse de l'Ordovicien inférieur est toujours assez monotone. En règle générale, la base et le sommet sont plus gréseux, tandis que la partie moyenne est plus schisteuse et montre fréquemment le développement de nodules quartzeux ou de « gâteaux » à structure « cône-in-cône ».

Dans les Monts de Lacagne, ce sont surtout des grès micacés, des schistes gréseux, des schistes ardoisiers, avec un faciès schisteux fin plus développé dans le Nord que dans le Sud. Sauf en ce qui concerne l'apparition des nodules dès le Tremadoc supérieur au lieu de l'Arenig, l'analogie est complète avec les faciès du versant méridional.

Dans cette dernière région, nous trouvons, en effet, les mêmes grès psammitiques, schistes plus ou moins gréseux, schistes à nodules, etc..., le plus souvent très plissés et injectés de filonnets quartzeux.

Les grès les plus massifs passent parfois à des quartzites, mais sur de faibles épaisseurs. Plus habituellement, ils sont micacés et ferrugineux, avec quelques feldspaths, proportionnellement bien plus rares que dans les grès cambriens. Le faciès local de grès à Lingules, l'un des plus grossiers, semble correspondre à un dépôt de rivage, sur des plages ou des hauts-fonds qui émergeaient momentanément, comme le prouverait l'abondance des *Bilobites*, *Vexillum*, *Cruziana*, etc.

Les schistes, parfois fins et sériciteux, sont normalement gréseux et arkosiques. Le quartz, souvent presque seul présent (les schistes passent alors à de véritables microquartzites), est toujours très dominant, mais en grains très petits, sauf lorsque l'on a affaire à des filonnets ou à des glandules de néogénèse. Les feldspaths, assez rares, paraissent être surtout des plagioclases très altérés. Les micas sont généralement des débris de biotite ou de muscovite déchiquetés. La séricite, passant à la muscovite, est cependant souvent abondante, surtout au voisinage de la zone axiale, et l'on peut croire qu'elle provient d'un épimétamorphisme postérieur au dépôt, même lorsqu'elle a été légèrement tordue par la suite.

Les calcaires, point tout à fait absents, sont cependant d'une extrême rareté.

Ils ne présentent quelque continuité que dans une barre marmoréenne et calcschisteuse rose, située à la base de l'Ordovicien du Minervois, entre La Caunette et La Val-d'Homs, homologue probable de lentilles calcaires et dolomitiques du Tremadoc moyen des Combes de Barroubio (Sud des Monts de Pardailhan). Cette analogie de faciès constitue encore un argument tendant à démontrer la proximité des deux régions (autochtone du Minervois d'une part, zone radicale de la nappe de Pardailhan d'autre part) au moment de leur sédimentation.

En raison des nombreux replis qui l'affectent, il est très difficile d'indiquer l'épaisseur, même approximative, de la formation. Là où elle paraît le plus complète, 1.500 mètres constituent probablement un minimum.

4. — LA PALÉOGÉOGRAPHIE DE L'ORDOVICIEN INFÉRIEUR.

L'Ordovicien inférieur correspond à un cycle sédimentaire complet entre l'épisode de faible profondeur, ou même de retrait partiel de la mer à la fin du Cambrien, et le retrait total qui caractérise la fin de l'Arenig probablement, le Llandeilo en tout cas.

L'examen des affleurements nous a montré que la mer s'est lentement avancée sur des terres émergées, situées sans doute au voisinage de la zone axiale, mais en débordant largement sur le versant septentrional. Cependant, il n'est pas certain que tout le pays ait été recouvert également, puisque, dès l'Arenig moyen, les faciès sont assez variés et qu'ils traduisent la présence de zones émergées ou tout au moins une tendance à la régression.

On est toujours en présence de dépôts de faible profondeur, appartenant vraisemblablement à la zone néritique. M. THORAL a souligné que « partout on observe des pistes de vers ou d'autres animaux vivant dans la zone littorale, qui démontrent la proximité d'un rivage et la faible épaisseur de la lame d'eau ». Cela est spécialement vrai pour les grès à Lingules, mais demeurerait valable pour les schistes, d'ailleurs souvent grossiers, où abondent les Graptolites, ces derniers pouvant avoir été « poussés à la côte par des courants marins assez lents pour ne pas dissocier le squelette de ces fragiles animaux », ou même, pouvant avoir vécu fixés près de la côte et avoir été « tués par un apport brusque de vase sableuse » [36, p.42-43].

Le fait de l'existence, comme pour le Cambrien, d'une région d'accumulation maxima de sédiments dans le Sud du versant méridional, ne conduit pas davantage à admettre pour elle un caractère de plus grande profondeur, mais seulement un certain jeu de subsidence, sous le poids des sédiments déposés encore à faible distance des côtes. La profondeur, ou tout au moins la distance du rivage, croissait uniquement vers la haute mer, au Sud, ainsi que le prouvent les sédiments plus fins qui se trouvent actuellement dans le Nord des Monts de Pardailhan.

Il est assez difficile de préciser les conditions climatiques de cette époque. La relative abondance de traces ferrugineuses, colorant en rouge schistes et grès altérés, la faune qui pourrait faire songer à celle d'« herbiers » sous-marins actuels, indiqueraient une température moyennement élevée, peut-être subtropicale; cependant, il n'existe pas de fossiles à test épais, ni de véritables dépôts calcaires caractéristiques de mers vraiment chaudes. La nature des sédiments laisse supposer que le plateau continental, sur lequel ils se déposaient, était proche de terres largement arrosées, où des fleuves charriaient vers le large une grande quantité de résidus. On aurait donc affaire à un climat tempéré humide, avec possibilité de saisons chaudes et sèches.

CHAPITRE VI

L'ORDOVICIEN SUPÉRIEUR ET LE GOTLANDIEN

1. — LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE DE L'ORDOVICIEN SUPÉRIEUR ET DU GOTLANDIEN.

L'Ordovicien supérieur et le Gotlandien surtout ont fait l'objet de nombreuses études anciennes, provoquées par l'abondance des fossiles que l'on y rencontre. Le premier a été révisé récemment par M. DREYFUSS [16], le second par Mlle M.-C. CHAUBET, tout au moins pour ce que l'on en connaissait à son époque [13]. Mais, ces dernières années, M. THORAL [37, 39] et moi-même avons découvert que le Gotlandien était beaucoup plus développé qu'on ne le croyait, avec des faciès fort dissemblables.

D'après tous ces travaux, il est permis de proposer actuellement la succession stratigraphique suivante :

Étages		Notations	Zones et dénominations locales
GOTLANDIEN	DÉVONIEN DOWNTON	d ^r -s ⁴	= Calcschistes et calcaires en plaquettes à <i>Crinoïdes</i> et <i>Bryozoaires</i> des Monts du Minervois, de Pardailhan et de Faugères
	LUDLOW	s ^{4c}	= Schistes pyriteux à nodules à <i>Monograptus Nils-soni</i> et <i>M. Roemeri</i> , puis calcaires gris à <i>Ostracodes</i> et <i>Ceratiocaris</i> de Cabrières
			= Schistes noirs à nodules à <i>Ostracodes</i> , <i>Orthocères</i> , puis calcschistes à <i>Favosites gotlandica</i> de Murasson
	WENLOCK	s ^{4b}	= Schistes à nodules calcaires et calcaires dolomitiques de Cabrières { sup ^r = Zone à <i>Monograptus Flemingii</i> inf ^r = Zone à <i>Monograptus priodon</i>
			= Calcaires à <i>Orthocères</i> et schistes à <i>M. priodon</i> de Murasson
= Calcaires à <i>Cardiola</i> et <i>Slava</i> du Minervois			
LLANDOVERY et TARANNON	s ^{4a}	= Schistes noirs à <i>Climacograptus</i> de Cabrières { sup ^r = Zone à <i>Monograptus exiguus</i> moy ⁿ = Zone à <i>Climacograptus medius</i> inf ^r = Zone à <i>Orthograptus vesiculosus</i>	
		= Calcaires inférieurs de Murasson	
ORDOVICIEN SUPÉRIEUR	CARADOC	sup ^r s ^{3b}	= ASHGILLIEN = Calcaires en plaquettes et marnes schisteuses à <i>Orthis (Nicolella)</i> <i>Actoniae</i> , <i>Cystoïdes</i> et <i>Bryozoaires</i> du versant sud
		inf ^r s ^{3a}	= CARADOCIEN = Grès, poudingues et quartzites à <i>Calymmenella Boisseli</i> et <i>Bryozoaires</i> (= Grès à <i>Trinucleus</i>) du versant sud

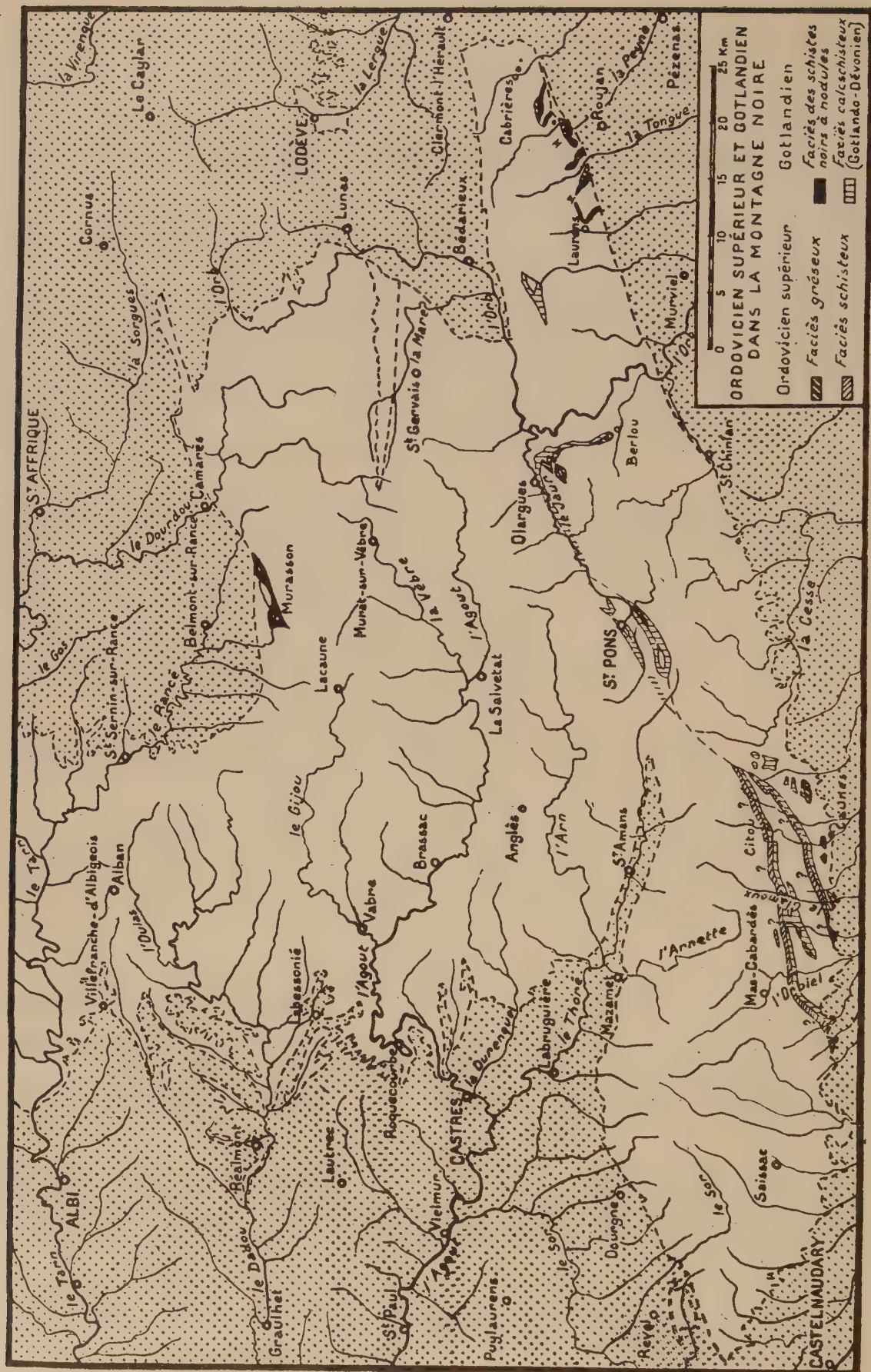


Fig. 22

2. — LES AFFLEUREMENTS DE L'ORDOVICIEN SUPÉRIEUR ET DU GOTLANDIEN (fig. 22).

L'Ordovicien supérieur et le Gotlandien affleurent sur des surfaces très réduites dans la Montagne Noire et sont inconnus dans les Cévennes méridionales.

Dans l'état actuel de nos connaissances, l'Ordovicien supérieur certain se cantonne en quelques points du seul versant méridional de la Montagne Noire : Monts de Cabrières où il est connu depuis longtemps; Monts du Minervois où M. THORAL puis moi-même l'avons récemment découvert; enfin bordure nord des Monts de Pardailhan où il n'avait jamais été observé avant mes levés.

Le Gotlandien affleure un peu plus largement : région de Murasson, curieusement isolée dans le versant septentrional, et Monts de Cabrières, seuls connus il y a dix ans; Monts du Minervois où M. THORAL l'a décrit en 1938; Nord des Monts de Pardailhan et Monts de Faugères où je l'ai retrouvé ultérieurement.

Dans le versant septentrional, l'affleurement de Murasson, bien étudié par M. THORAL [34, p. 201], renferme les étages Llandovery (probable), Wenlock et Ludlow (certains), paraissant transgressifs sur l'Ordovicien inférieur, mais ni l'Ordovicien supérieur, ni le Dévonien ne semblent exister. Les reconstitutions paléogéographiques de la mer gotlandienne en seront rendues fort hasardeuses et nous ne pourrions absolument pas indiquer la limite de son avancée dans cette direction tout à fait aberrante à première vue.

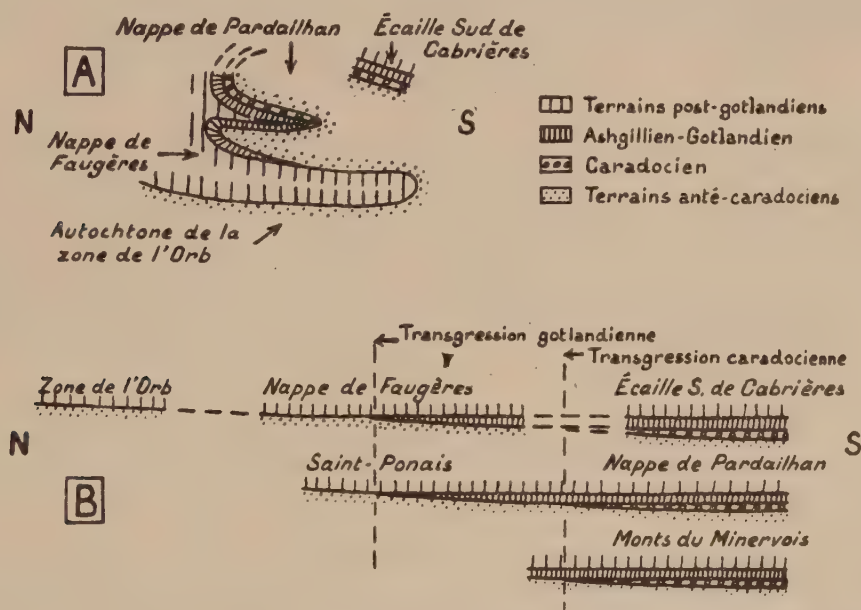


Fig. 23. — Schéma de la transgression de l'Ordovicien supérieur-Gotlandien, dans le versant méridional de la Montagne Noire

A. — Relations stratigraphiques des unités tectoniques actuelles (très schématique).

B. — Coupe schématique à la fin du Gotlandien (les unités tectoniques étant remises à leur place).

Dans le versant méridional, les successions classiques ont été définies aux environs de Cabrières. La série complète, du Caradoc jusqu'au Ludlow moyen au moins, se localise à la base de l'écaille méridionale qui s'étend de Laurens au Sud de Cabrières. En raison des étirements fréquents, il est cependant rare d'observer tous les niveaux sur une même coupe et il n'est pas possible de dire si le Ludlow supérieur — Downton ne s'est pas déposé ou s'il a disparu par la faute des glissements normaux à la base du Dévonien.

L'absence totale de Caradoc-Gotlandien dans l'écaille septentrionale de Cabrières sera, pour nous, un argument stratigraphique précisant la distinction de ces deux unités tectoniques d'origines différentes.

A l'extrémité opposée du versant méridional, j'ai relevé dans les régions de Caunes-Minervois et de Fournes des affleurements de Caradoc, sous un faciès presque identique à celui de Cabrières. Par contre, vers le Nord du Minervois surtout, je crois qu'il existe un Caradocien de faciès plus schisteux, sous un Ashgillien renfermant encore des plaquettes calcaires, mais sans fossiles.

Dans cette hypothèse, le Caradoc du Minervois dessinerait une transgression remarquable, sur l'Arenig dans le Sud (Caunes), sur le Tremadoc et peut-être le Cambrien supérieur un peu plus au Nord, sur le Cambrien moyen très redressé sous lui (Fournes), enfin sur le Cambrien inférieur - Antécambrien de la bordure méridionale du Massif de Nore.

Au-dessus du Caradoc et au-dessous des calcaires dévoniens, se trouvent, dans tout le Minervois, des calcschistes et calcaires en plaquettes à petites entroques, dans lesquelles M. THORAL a trouvé *Orthis* sp., *Slava* aff. *bohémica* et *Cardiola* aff. *interrupta* datant peut-être du Wenlock et des Bryozoaires un peu plus récents. Avec cet auteur, nous admettrons donc que les couches ci-dessus représentent le Gotlandien, passant au Dévonien tout à fait inférieur, sous un faciès absolument différent de celui de Cabrières.

Ce même Gotlando-Dévonien se retrouve tout au long de la série renversée des Monts de Pardailhan, à sa limite nord, avec un Caradoc de faciès normal à sa base. Par contre, dans les Monts de Faugères (Le Montredon) et dans la zone autochtone du Saint-Ponais, il repose directement sur l'Ordovicien inférieur.

Le fait paraît très important, car, si nous déplions les nappes du versant méridional, nous constatons ainsi que le Gotlandien s'est avancé vers le Nord beaucoup plus loin que l'Ordovicien supérieur, dont il prolonge la transgression d'une façon régulière (fig. 23).

3. — LA NATURE DU MATÉRIEL DE L'ORDOVICIEN SUPÉRIEUR ET DU GOTLANDIEN.

L'Ordovicien supérieur commence par des grès grossiers, à lits de poudingues, et des quartzites du Caradocien (s. s.), dépôts caractéristiques du début d'une transgression, puis, au maximum, d'une centaine de mètres, où, dans un ciment généralement ferrugineux, se trouvent d'innombrables grains et galets de quartz, des feldspaths et micas altérés, des zircons et tourmalines, des galets de grès, de quartzites, de schistes variés, de calcaires, de silex et, plus rarement, de rhyolites.

Il semble que tous ces éléments puissent provenir de sédiments de l'Ordovicien inférieur, du Cambrien et des roches éruptives ou métamorphiques du Cambrien inférieur et de l'Antécambrien, qui avaient donc été déjà ramenées au jour par l'érosion avant le Caradoc.

Vers le haut, ces grès et quartzites se chargent souvent en calcite et prennent alors, par décalcification, l'aspect de grauwackes. Ils passent enfin, très progressivement, aux marnes schisteuses et calcaires en plaquettes riches en Bryozoaires, Gastéropodes et Brachiopodes de l'Ashgillien (10 à 25 mètres).

Nous avons vu que, dans le Nord du Minervois surtout, l'ensemble du Caradoc semblait changer un peu de faciès. Il s'agit, à la base, de schistes foncés, parfois rougeâtres par altération, que l'on ne peut guère différencier de l'Ordovicien inférieur lorsqu'il est présent (Vallée du Clamoux, au Nord de Villeneuve par exemple), mais qui passent en continuité aux zones calcarifères considérées comme ashgilliennes.

Comme ce faciès paraît coexister avec celui des grès caradociens dans la région de Fournes, entre autres, il est possible qu'il convienne de le rattacher déjà à la base de l'Ashgillien et non au Caradocien (s. s.). Dans cette éventualité, le sens de la transgression que nous avons indiquée serait d'autant mieux souligné, avec un Caradocien visible seulement dans le Sud, un Ashgillien inférieur atteignant le Nord du Minervois, enfin un Ashgillien supérieur et le Gotlandien parvenant bien plus au Nord, jusque dans le Saint-Ponais.

Le Gotlando-Dévonien de l'Ouest du versant méridional fait régulièrement suite à l'Ashgillien, avec des calcschistes, passant à des calcaires en plaquettes gris, puis à des calcaires en bancs compacts mais bien lités, avant d'atteindre les calcaires massifs, le plus souvent dolomitiques, attribués au Dévonien. Ce sont partout des calcaires de constitution assez irrégulière, tantôt très fins, paraissant provenir de la consolidation d'une vase calcaire, tantôt plus grossiers, avec débris d'organismes et innombrables entroques, où les grains de calcite se sont largement développés. A leur base, dans le Minervois, se trouve une passée d'oolites ferrugineuses.

Le Gotlandien de Cabrières et celui de Murasson correspondent au contraire à des faciès de schistes noirs, à Graptolites, souvent pyriteux, à nodules calcaires, avec quelques bancs de calcaires en plaquettes, parfois dolomitiques, mais de toutes façons, à un dépôt beaucoup plus fin et moins calcarifère que le faciès précédent.

Sous quelque faciès qu'ils se présentent, les sédiments du cycle ordovicien supérieur — gotlandien sont peu épais. Ils ne dépasseraient nulle part 200 mètres environ.

4. — LA PALÉOGÉOGRAPHIE DE L'ORDOVICIEN SUPÉRIEUR ET DU GOTLANDIEN.

Après une période correspondant peut-être à l'Arenig supérieur, en tout cas au Llan-deilo, au cours de laquelle la mer s'est retirée en totalité des régions méridionales du Massif Central, touchées par l'orogénèse calédonienne, les sédiments caradociens traduisent le retour d'une mer venue du Sud, sur un pays plissé et déjà fortement érodé, dans le seul versant méridional de la Montagne Noire.

Le poudingue de base nous montre, en effet, un échantillonnage de toutes les roches antérieures, jusqu'à l'Antécambrien. Le Caradoc certain se trouve d'ailleurs tantôt sur l'Ordovicien inférieur, tantôt sur les divers termes du Cambrien, tandis qu'un Caradoc plus problématique reposerait jusque sur l'Antécambrien.

Du point de vue climatique, la nature du ciment des grès fournit une intéressante précision. Sa couleur rouge n'est pas due à une altération postérieure, mais bien à ses constituants ferrugineux. On est donc conduit à admettre que les terres émergées, plus ou moins aplanies après la phase tectonique majeure, étaient soumises à une certaine latéritisation, donc à un climat tropical à saisons alternantes.

La transgression marine vers le Nord, avec approfondissement lent, s'est poursuivie à la fin de l'Ordovicien supérieur et pendant la plus grande partie du Gotlandien, sans aboutir cependant à une mer de grande profondeur, puisque les argiles noires pyriteuses alternent fréquemment avec des dépôts calcaires et que ces derniers restent prédominants au voisinage des côtes (Minervois).

La température de cette mer, caractérisée par des sédiments néritiques (abondance de coquillages brisés dans les calcaires du Wenlock) devait rester élevée. Les Bryozoaires, les Echinodermes, les Orthocères, déjà à test épais, quelques Polypiers, les Encrines, se montrent abondants. Les schistes noirs pyriteux à Graptolites ne sauraient eux-mêmes indiquer une mer profonde et froide, puisque toutes les espèces précédentes se reconnaissent dans les nodules calcaires qui s'y trouvent inclus. Il ne saurait s'agir que d'un sédiment vaseux, de mer calme, très riche en matière organique, formé peut-être fort près des côtes, par exemple dans une zone analogue à celle des mangroves équatoriales actuelles.

CHAPITRE VII

LE DÉVONIEN

1. — LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE DU DÉVONIEN.

Le Dévonien dans son ensemble n'a pas fait l'objet d'études méthodiques récentes, comme les systèmes précédents. En dehors de précisions importantes apportées par M. THORAL pour les niveaux inférieurs [34, 37, 39] et surtout de R. BÖHM pour les niveaux supérieurs [8], il faut s'en tenir aux descriptions de DE ROUVILLE et de BERGERON. Cependant, tous les problèmes stratigraphiques sont loin d'être élucidés et j'ai personnellement reconnu, dans le Nord des Monts de Faugères, des faciès nouveaux, fort différents de ceux que l'on considère comme classiques.

Sauf pour le Dévonien inférieur, presque azoïque, les fossiles décrits sont néanmoins assez nombreux pour que l'échelle stratigraphique ci-dessous puisse être considérée comme certaine :

Étages		Notations	Dénominations locales		
DÉVONIEN	SUPÉRIEUR	FAMENNIEN	d ^{6b}	= Formation des « marbres griottes »	Formation des calcaires noduleux et des calcschistes supérieurs (d ⁶⁻⁵)
			d ^{6a}	= Calcaires « à Goniatites ferrugineuses »	
	MOYEN	FRASNIEN	d ⁵	= Calcaires « à galettes »	Formation des calcaires blancs (d ⁴⁻³)
		GIVÉTIEN	d ⁴	= Calcaires blancs « du Pic de Bissous »	
		EIFÉLIEN	d ³	= Calcaires « à Polypiers siliceux »	Formation des calcaires dolomitiques (d ²⁻¹)
		COBLENTZIEN	d ²	= Formation des calcaires gréseux de base et « mur quartzeux »	
	INFÉRIEUR	GÉDINNIEN	d ¹	=	Formation des calcaires en plaquettes et des calcschistes inférieurs (d ^{1-s4})
GOTLANDIEN					

Le Dévonien inférieur n'a guère livré que des tiges d'Encrines et *Cryphæus* (*Astero-pyge*) *Michelini*, avec des Lingules, Orthis, Stropheodontes, d'âge gédinnien ou coblentzien inférieur.

L'Eifélien, parfois très fossilifère, est parfaitement daté par sa faune, dans laquelle je citerai seulement *Phacops occitanicus*, *Bronteus meridionalis*, *Spirifer cultrijugatus* et *Calceola sandalina*. Les Polypiers sont aussi très nombreux et leur fréquente silicification a valu son nom local à cet étage, dans la région de Cabrières où, ainsi que les suivants, il a été reconnu pour la première fois.

L'âge des calcaires blancs du Pic de Bissous (Nord de Cabrières) (fig. 24) a prêté à beaucoup plus de discussions, surtout, il faut le reconnaître, en raison de leur situation tectonique, assez étrange pour les premiers géologues qui ignoraient les renversements de couches. DE ROUVILLE dit y avoir trouvé *Stringocephalus Burtini*, mais ce fossile caractéristique ne semble pas avoir été découvert à nouveau. Cependant BERGERON a confirmé l'âge givétien avec *Tornoceras simplex*, *Meneceras terebratum*, etc., identiques à ceux des régions rhénanes.

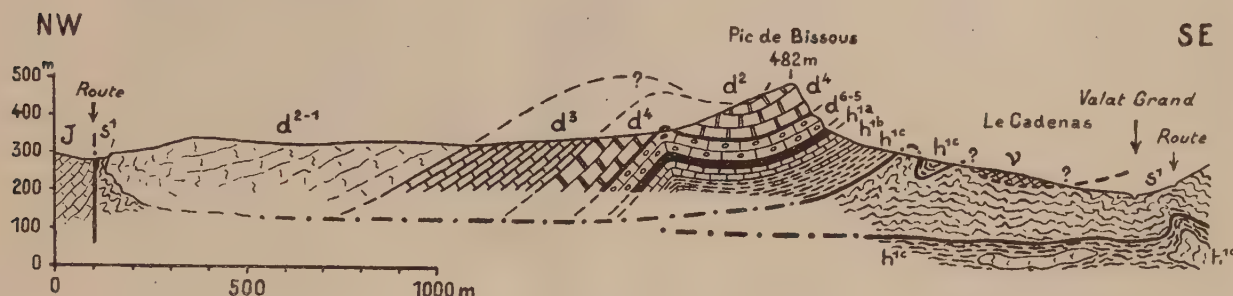


Fig. 24. — Coupe du Pic de Bissous

s¹ = Ordovicien inférieur; d²-¹ = Dévonien inférieur; d³ = Eifélien; d⁴ = Givétien; d⁶-⁵ = Dévonien supérieur; h¹ᵃ = Lydiennes à nodules phosphatés; h¹ᵇ = Calcaires à colonnes; h¹ᶜ = Formation schisto-gréseuse viséenne; h¹ᵈ = Calcaires à *Productus giganteus*; v = Porphyrites; J = Jurassique.

L'âge frasnien des calcaires « à galettes » a, par contre, été admis par tous les auteurs. Ils renferment *Tornoceras simplex*, *Gephyroceras (Manticoceras) intumescens*, *Beloceras multilobatum*, etc. et correspondent à la zone I, à *Manticoceras*, du Dévonien supérieur.

Le niveau suivant, à « *Goniatites ferrugineuses* », fort mince d'ailleurs, était autrefois rangé encore dans le Frasnien. Sa faune abondante, avec nombreuses espèces de *Tornoceras*, de *Cheiloceras*, *Pseudoclymenia* et *Sporadoceras*, dont la liste a été reproduite par BÖHM, lui assigne un âge famennien inférieur (Zone II, à *Cheiloceras*, du Dévonien supérieur).

La dernière formation calcaire, de marbres couleur cerise (griottes), a livré une faune encore plus riche dans laquelle ont été retrouvées toutes les zones (III à VII) du Dévonien supérieur, sauf peut-être la dernière, au-dessus de la précédente, avec notamment une quinzaine d'espèces de Clyménies (Voir le mémoire de BÖHM, qui en donne la révision).

2. — LES AFFLEUREMENTS DU DÉVONIEN (fig. 25).

Dans la Montagne Noire, le Dévonien n'est connu que sur le versant méridional, en affleurements souvent très importants. Une grande partie d'entre eux, au Nord des Monts de Pardailhan notamment, avait été confondue avec les calcaires du Cambrien; mais je crois être enfin parvenu à leur discrimination correcte.

Dans les Cévennes méridionales, où le Dévonien n'a jamais été décrit, il semble que l'on doive lui attribuer un très petit affleurement de calcaires dolomitiques, dans le Sud du Pays viganais (fig. 26).

Il s'agit de bancs subhorizontaux, visibles dans le fond de la vallée de Saint-Laurent-le-Minier, le long du chemin des Mines de Malines, au-dessous des schistes gréseux attribués à l'Ordovicien inférieur (en série renversée dans la nappe du Vigan), sur une longueur de 1.300 mètres environ et une largeur maxima de 300 mètres. A première vue, on pourrait les prendre pour le prolongement des dolomies du Cambrien qui se développent à l'Ouest, mais leur faciès est très différent et ils en sont séparés par la grande faille de Roquedur. En outre, tandis que les dolomies cambriennes passent à la formation schisto-gréseuse potsdamo-ordovicienne par l'intermédiaire de calcschistes acadiens très reconnaissables, ou en sont séparées, dans les zones d'étirement, par des broyages injectés de quartz, les bancs présumés

dévonien succèdent à l'Ordovicien sans aucune intercalation de niveaux calcschisteux ou écrasés. Des recherches très attentives ne m'ont malheureusement livré aucun fossile et l'attribution aux dolomies du Dévonien inférieur, quoique extrêmement vraisemblable, demeure soumise à caution.

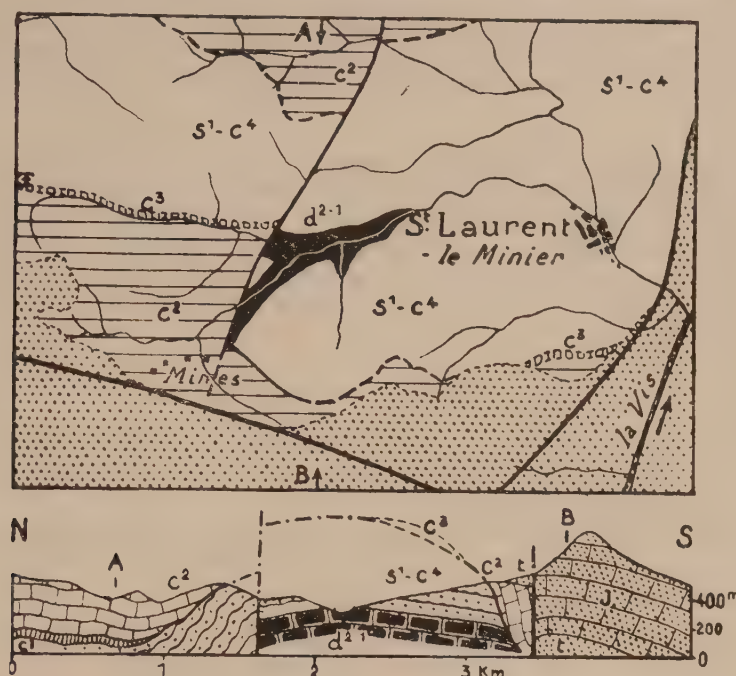


Fig. 26. — Le Dévonien de Saint-Laurent-le-Minier

c^2 = Calcaire à *Archæocyathus*; c^3 = Calcschistes acadiens; s^1-c^4 = Formation schisto-gréseuse potsdamo-ordovicienne; d^{2-1} = Dévonien inférieur; t = Trias; J = Jurassique. — Échelle de 1/50.000^e

Pour en revenir au versant méridional de la Montagne Noire, le Dévonien forme dans le Minervois, toujours au-dessus des calcschistes gotlando-dévonien, le grand synclinal de Caunes, au Sud, où la série semble complète, puis le synclinal de Citou, au Nord, avec sa digitation NW du synclinal des Ilhes, dans lesquels le Dévonien moyen et supérieur ne paraît pas représenté.

Vers l'Est, la continuité des affleurements est interrompue par l'avancée des formations cambro-ordoviciennes renversées des Monts de Pardailhan. Le Dévonien ne s'y trouve qu'à l'état de minuscules lambeaux et dans des fenêtres (Ferrals) qui prouvent du moins son prolongement en profondeur.

Au Nord des Monts de Pardailhan, le Dévonien reparait largement. En gros, il forme un repli synclinal méridional, couché sous la nappe de Pardailhan (synclinal de Cavenac - synclinal d'Olargues, et leur suite, dans les copeaux qui se succèdent jusqu'à Berlou), où le Dévonien inférieur est seul présent, sur les calcschistes gotlando-dévonien; puis un synclinal médian, visible des Verreries de Moussans jusqu'à Riols (où il disparaît à nouveau sous la nappe de Pardailhan), avec un Dévonien complet (griottes de Saint-Pons); enfin, un synclinal septentrional, passant par le Nord de Saint-Pons et d'Olargues, pour se poursuivre au Nord des Monts de Faugères, avec un Dévonien réduit à sa partie inférieure et directement transgressif sur l'Arenig, sans Gotlando-Dévonien à la base.

C'est dans la série renversée des Monts de Faugères que se trouvent les plus vastes affleurements. Sauf dans le faux synclinal du Montredon, où existe du Gotlando-Dévonien, le Dévonien succède partout directement à l'Ordovicien inférieur; mais tous les autres niveaux paraissent représentés, sous des faciès variés qui seront précisés plus loin.

Dans les Monts de Cabrières, malgré les nombreux étirements qui la caractérisent, l'écaïlle nord (de Roquessels-Cabrières) montre aussi un Dévonien complet, mais sans

Gotlando-Dévonien. Par contre, l'écaïlle sud (de Laurens-Vailhan) ne semble pas renfermer de Dévonien supérieur, tandis que le Dévonien inférieur succède au Gotlandien noir typique, sans que l'on puisse d'ailleurs affirmer la continuité.

La répartition des affleurements où le Dévonien repose sur le Gotlandien (ou le Gotlando-Dévonien) et de ceux où ces niveaux ne sont pas représentés entre lui et l'Ordovicien inférieur, confuse à première vue, devient claire si nous déplaçons les nappes du versant méridional (fig. 23 et 27).

Dans les régions qui furent le plus méridionales (écaïlle sud de Cabrières, nappe de Pardailhan, Minervois, Sud du Saint-Ponais et Nord de la nappe des Monts de Faugères), la continuité de sédimentation paraît assurée depuis le Gotlandien. Au contraire, dans les régions qui furent un peu plus septentrionales (écaïlle nord de Cabrières, Sud de la nappe de Faugères, zone du Jaur et de l'Orb), le Dévonien inférieur, prolongeant la transgression du Gotlandien au delà des limites atteintes par ce système, repose directement sur les terrains antérieurs, émergés dans la surface d'érosion post-calédonienne.

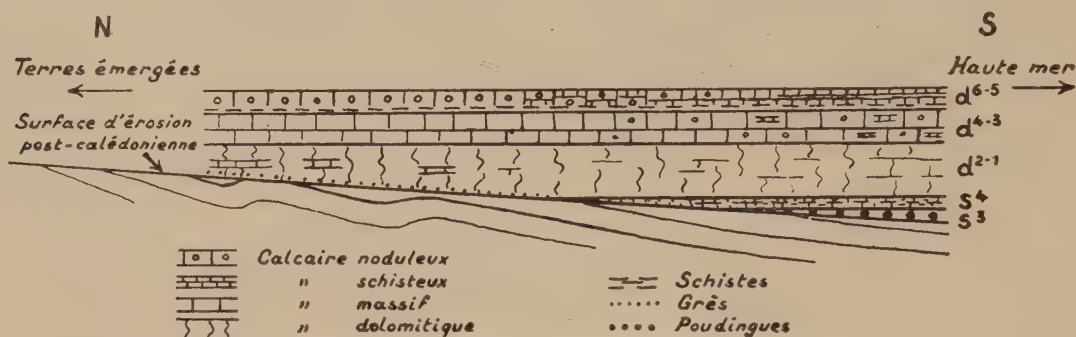


Fig. 27. — Schéma du cycle dévonien dans le versant méridional de la Montagne Noire (les unités tectoniques étant remises à leur place)

Nota. — Ce schéma, purement figuratif, ne respecte pas les épaisseurs des couches.

s³ = Ordovicien supérieur; s⁴ = Gotlandien; d²-¹ = Dévonien inférieur; d⁴-³ = Dévonien moyen; d⁶-⁵ = Dévonien supérieur.

3. — LA NATURE DU MATÉRIEL DU DÉVONIEN.

L'étude des matériaux de la base du Dévonien, à la limite inférieure de la formation dolomitique, présente un assez grand intérêt. Même dans les régions où l'on peut soupçonner une continuité de sédimentation, la base présente, en effet, une tendance détritique nette : Dans l'écaïlle sud de Cabrières, il s'agit de grès encriniques, visibles dans le plateau du Falgairas, les lambeaux de Magrignan et de Sainte-Cécile, ainsi que dans le Causse de Laurens. Dans le NE des Monts de Pardailhan (Berlou) et dans le Nord du Minervois (Citou), j'ai aussi trouvé des calcaires dolomitiques à grains de quartz anguleux; mais il convient tout de même de souligner que ces résidus demeurent assez rares et s'expliquent sans doute par l'entraînement vers le large des débris plus abondants dans les zones transgressives du Nord.

En effet, dans ces dernières, la base de la formation dolomitique se distingue assez normalement par ses constituants grossiers. Le fait est surtout visible à la bordure occidentale du Dévonien des Monts de Faugères, dans la zone de la cluse nord-sud de l'Orb. Vers le Nord, ce sont seulement des niveaux ocreux et limonitiques, résultant de l'altération des schistes ordoviciens sous-jacents, qui passent à la dolomie. A partir de Roquebrun, les premiers bancs dévoniens sont des dolomies quartzeuses et gréseuses, avec galets arrondis de quartz blanc; mais quelques kilomètres plus loin, la base est constituée par la formation, autrefois énigmatique, du « Mur quartzeux », puissante de quelques centimètres à 10 mètres.

Rappelons que BERGERON l'interprétait comme un dyke de quartz, opinion combattue par MIQUEL, qui y voyait, avec raison, des quartzites sédimentaires renfermant de rares fossiles (Encrines et Orthis) à attribuer, selon lui, au Caradoc. M. THORAL l'a étudié en détail, a trouvé quelques Spirifers et Strophodontes indéterminables spécifiquement, et, sans prendre parti, envisage les possibilités d'âges compris entre le Caradoc et le Dévonien.

Je ne crois pas que l'hypothèse du Caradoc puisse être retenue, car les quartzites de cette époque ont toujours un faciès franchement différent de celui du « Mur » et que cet étage n'est représenté en aucun point des Monts de Faugères. Le Gotlandien ne me semble pas plus vraisemblable, car il ne renferme nulle part de sédiment détritique comparable à celui-ci et parce que, dans le seul point des Monts de Faugères où il existe, c'est sous le faciès de calcschistes à petites entroques. Par contre, il me semble que le « Mur » doive être rapproché du niveau détritique de la base des dolomies dévoniennes, comme les grès encrinétiques de Cabrières par exemple, car il passe nettement en continuité aux dolomies, probablement d'âge gédinnien supérieur.

Dans cette hypothèse, et en dépliant la nappe de Faugères, le « Mur quartzeux », qui renferme d'ailleurs souvent des grès à gros grains de quartz roulés et des poudingues à éléments quartzeux ou schisteux, représenterait la base de la transgression dévonnaise, dans une région qui fut proche des terres émergées du Nord, tandis que les éléments détritiques deviennent de plus en plus fins et moins abondants lorsqu'on s'en éloigne (région nord de la cluse de l'Orb, qui s'est sédimentée le plus au Sud, pour cette zone).

On retrouve la base du Dévonien transgressif dans l'échelle nord de Cabrières, au Nord du Pic de Bissous, qui, comme nous l'avons déjà vu à propos de l'Arenig, devait correspondre à une zone analogue à celle du Sud de la cluse de l'Orb, avant le jeu des échelles. Il s'agit ici de calcaires gréseux à graviers de quartz, avec quelques bancs plus marneux ayant livré à M. THORAL une faunule d'âge gédinnien ou coblentzien inférieur, nous datant la transgression avec assez de précision.

En dehors de cette question relative à sa base, notons que le Dévonien inférieur est presque partout largement dolomitique, bien que des bancs calcaires puissent s'y trouver interstratifiés ou même que, localement, la dolomie soit moins abondante que le calcaire, dans les régions qui furent méridionales (Nord des Monts de Faugères, Sud du Minervois). Les dolomies, de couleur allant du gris bleu au gris clair ou au crème, renferment fréquemment des silex, parfois assez abondants pour donner de petits lits, parfois au contraire donnant de simples petites mouchetures. Les articles isolés de Crinoïdes, sans être très fréquents, permettent la distinction d'avec les dolomies cambriennes. Ils sont toujours plus gros que ceux des plaquettes gotlando-dévoniennes.

Les calcaires dominant franchement dans le Dévonien moyen. Lorsqu'on peut établir des subdivisions, on reconnaît que la base (Eifélien) est mieux litée, marneuse, et d'un blanc grisâtre, tandis que le sommet (Givétien) se montre plus massif, cristallin, et d'un blanc plus éclatant ou panaché de rose et de rouge. Mais cette distinction n'est pas toujours aisée, d'autant plus que dans certaines zones il y a passage progressif de la dolomie inférieure au calcaire moyen, avec fréquentes alternances, et que des faciès noduleux apparaissent dans ces calcaires, comme dans ceux du Dévonien supérieur (cas du Nord des Monts de Faugères). Les accidents siliceux sont encore assez fréquents à ces niveaux, surtout à la base (Polypiers siliceux).

Les faciès deviennent plus variés avec le Dévonien supérieur. Dans le Minervois, le Saint-Ponais, le SW des Monts de Faugères (Mont Peyroux) et l'échelle nord de Cabrières, on observe à peu près la même succession de calcaires, calcschistes et schistes à la base, de calcaires marmoréens (griottes) au sommet.

Dans la carrière de Coumiac (Sud du Mont Peyroux), R. BÖHM a reconnu que le Frasnien correspond à des calcaires rouges, ferrugineux, résultant de l'accumulation de débris d'Ostracodes, de Lamellibranches, d'Encrines, qui présentent les caractères d'une formation littorale. De nombreuses discontinuités de sédimentation, soulignées par des surfaces corrodées, y paraissent certaines.

Dans le Famennien supérieur, les griottes rouges ou roses, presque seules exploitées, ne constituent pas la totalité de la formation. Elles sont intercalées entre des bancs de griottes grises et même de calcaires blancs qui ne sont pas toujours noduleux. En outre, la vase calcaire colorée, qui sert de liant aux nodules calcaires extraordinairement fossilifères, passe parfois à une argile calcarifère. La roche est alors beaucoup moins compacte et a été « schistosée » par les compressions tectoniques. Sauf dans ces cas extrêmes, les nodules restent cependant bien individualisés.

L'étude microscopique des griottes montre qu'elles proviennent de l'accumulation de nombreux débris de Goniatites, Encrines, Polypiers, Lamellibranches, etc., avec quelquefois de petits galets calcaires, le tout cimenté par une vase très fine, plus ou moins imprégnée d'hématite. Il est donc assuré que l'ensemble du Dévonien supérieur à faciès noduleux résulte d'une sédimentation fort troublée, sans doute près des côtes, où les discontinuités et les remaniements auraient été nombreux quoique de faible ampleur.

Les faciès sont franchement différents dans le Nord des Monts de Faugères. Il est d'ailleurs aisé de voir le passage progressif d'un type à l'autre, en remontant la cluse de l'Orb, depuis Roquebrun jusqu'à Vieussan. Le terme ultime, qui règne de Vieussan dans l'Ouest jusqu'au Massif du Caragnas, près de Cabrières, est représenté par des calcschistes et calcaires lustrés, blancs, bleutés ou roses, à entroques, souvent recristallisés, parfois avec lacs de traces roses ou rouges qui rapprochent du type noduleux, mais le plus souvent un aspect « tuyauté » caractéristique, surtout vers l'Est où l'écrasement sous les écailles de Cabrières a pu contribuer à son développement. Il semble, en tout cas, que l'on ait affaire ici à un dépôt plus tranquille que le précédent, où aucune discontinuité n'est visible, résultant sans doute d'une sédimentation plus éloignée des côtes.

Le « dépliage » de la nappe de Faugères explique parfaitement l'existence de ce faciès dans les régions qui furent les plus méridionales et situées le plus au large (fig. 27).

L'ensemble des sédiments dévoniens, en quelque région que ce soit, paraît atteindre une puissance de l'ordre de 600 à 750 mètres.

4. — LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU DÉVONIEN.

A la fin du Gotlandien, nous avons constaté le retrait de la mer du versant septentrional de la Montagne Noire, mais non, semble-t-il, des régions méridionales où la continuité pourrait être assurée avec le Dévonien.

La transgression dévonienne, à partir de cette zone à caractère sinon géosynclinal, du moins plus régulièrement profond, est tout à fait évidente. La mer s'avance vers le Nord en des points où le Gotlandien n'existe pas, dans tout le versant méridional de la Montagne Noire et, localement dans les Cévennes méridionales. Ensuite, la profondeur de la mer n'a certainement jamais été bien grande. Les dolomies et calcaires dolomitiques du Dévonien inférieur indiqueraient des eaux assez chaudes, dans lesquelles les apports du continent, sans doute peu éloigné, demeurent presque négligeables. On est donc conduit à supposer, dans le Nord, des terres à relief extrêmement adouci, suivies, vers le Sud, par une très large plateforme faiblement immergée.

Au Dévonien moyen, la profondeur, peut-être un peu plus grande au début, avec le dépôt de calcaires à Polypiers isolés, serait redevenue analogue et plutôt faible à la fin, avec des calcaires à tendance récifale, quelques calcaires noduleux et des traces ferrugineuses pouvant provenir de l'apport, encore restreint, d'argiles à demi latéritiques d'origine continentale.

Au Dévonien supérieur, il s'est produit un petit cycle secondaire, avec maximum de transgression pour les schistes et calcaires « à galettes » et les passées de calcaires à Goniatites pyriteuses, avant la tendance régressive soulignée par le développement des calcaires noduleux et des faciès rouges, entrecoupés de remaniements et de discontinuités. Cependant, malgré cette tentative générale d'émersion, les régions les plus méridionales, reportées actuellement au Nord par le grand pli couché des Monts de Faugères, restaient un peu plus profondes, ainsi que le prouve le développement de calcschistes au lieu de calcaires noduleux dans le Famennien, pour cette contrée du versant méridional.

CHAPITRE VIII

LE DINANTIEN

1. — LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE DU DINANTIEN.

Les travaux anciens de DE ROUVILLE et de BERGERON permettaient déjà une connaissance assez bonne du Dinantien. La révision due à R. BÖHM [8, 9] apporte quelques précieux compléments paléontologiques. Je crois avoir ajouté aussi des observations utiles, mais il convient de reconnaître que bien des précisions seraient encore désirables.

Dans l'état actuel des connaissances, je propose la série suivante, qui semble correspondre le mieux à la réalité :

Étages	Notations	Dénominations locales
VISÉEN	SUPÉRIEUR	h^{1d}
		Calcaire à <i>Productus giganteus</i>
	INFÉRIEUR	h^{1c}
		Calcaires quartzeux et calcaires bréchiques
TOURNAISIEN	SUP ^R	h^{1b}
		Grès à végétaux
	INF ^R	h^{1a}
		Poudingues à grains de quartz et de lydiennes
		Partie inférieure de la formation schisto-gréseuse
		h^{1b} = Calcaires et calcschistes «à colonnes»
		Calcaires noduleux à <i>Prolecanites</i> (1)
		h^{1a} = Schistes et lydiennes à nodules phosphatés
		(Non représenté)

L'âge exact de ces divers niveaux demeure très inégalement connu. Celui de la base de la série notamment a prêté à de nombreuses interprétations : Frasnien pour DE ROUVILLE, Silurien pour FRECH, Tournaisien pour BERGERON, il a été attribué au Tournaisien tout à fait terminal, plutôt même au Viséen très inférieur, par G. DELÉPINE, la faune (7 espèces de *Goniatites*) et la flore décrites par R. BÖHM confirmant d'ailleurs ce point de vue. Il en résulte le fait important d'une lacune entre le Dévonien terminal et les premiers sédiments dinantiens.

(1) R. BÖHM décrit ce niveau sous le nom de « calcaires de Faugères ». Bien que le coteau 246 où ils ont été définis se trouve effectivement dans la commune de ce nom, le village de Faugères est précisément bâti sur un Viséen inférieur de faciès différent. Je crois donc préférable de renoncer à ce terme qui risque d'entraîner des malentendus.

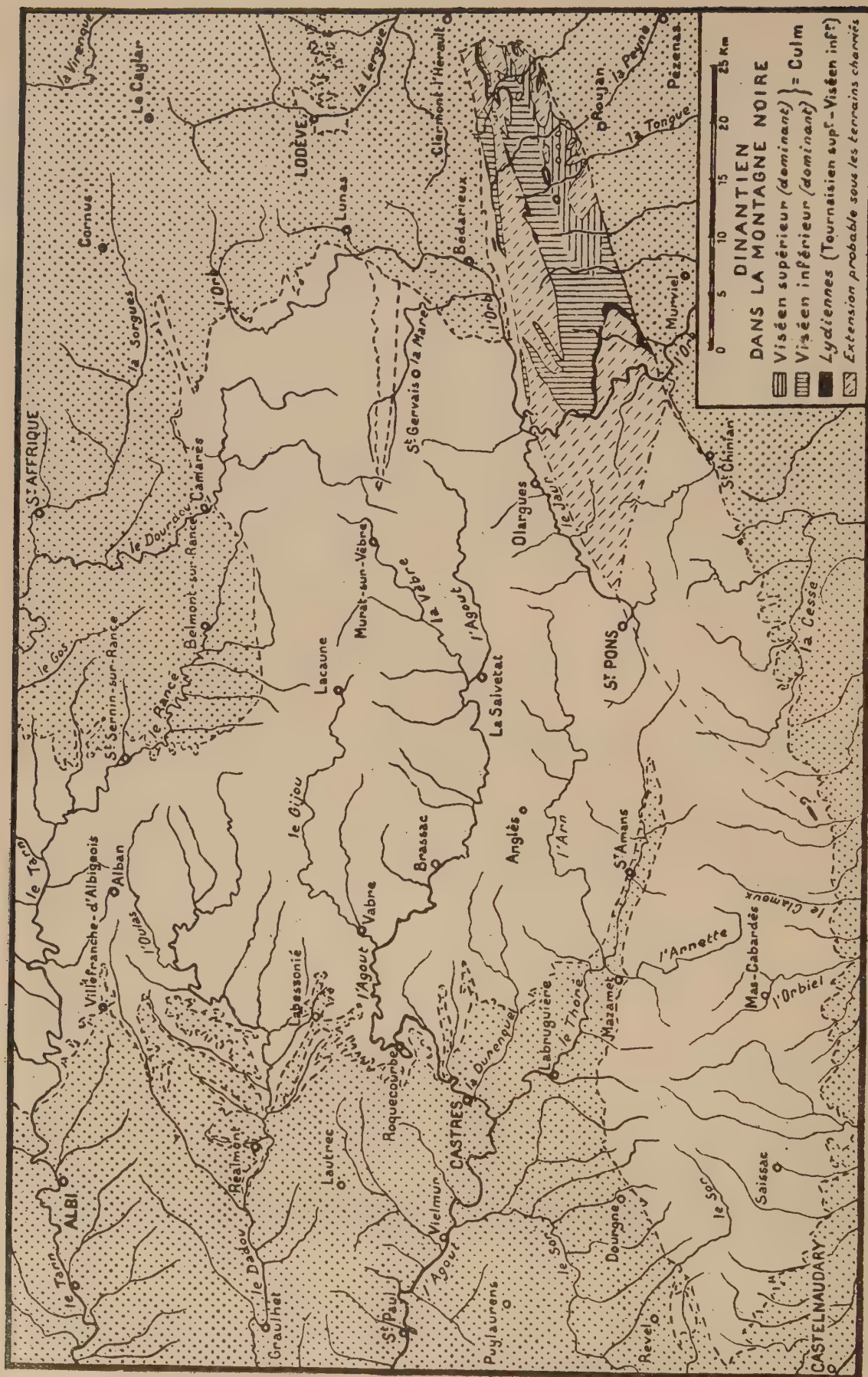


Fig. 28

Le niveau suivant (1), sous son faciès de calcaires et calcschistes « à colonnes » (ainsi nommés par les anciens géologues en raison de l'aspect d'une longue file de colonnes que l'érosion leur a donnés dans le versant sud du Pic de Bissous, en regard de Cabrières), n'a livré aucun fossile déterminable, mais on doit à R. BÖHM la découverte de leur équivalent sous forme de calcaires noduleux à fossiles nombreux, notamment des *Prolecanites* qui garantissent un âge viséen inférieur.

La formation schisto-gréseuse (faciès « culm »), qui représente tout le reste du Viséen, n'a donné que très peu de débris déterminables, animaux ou végétaux. *Productus semireticulatus*, *Posidonomya Becheri* et des *Phillipsia* constituent les plus caractéristiques, avec *Goniatites subcircularis* qui appartiendrait à la fin de la série.

Les niveaux de grès et de calcaires, interstratifiés dans la formation, sont en général plus riches, mais renferment les mêmes espèces, à l'exception de grosses masses de calcaires récifaux du Viséen terminal, dont la faune spécialement abondante est caractérisée surtout par *Productus giganteus*, *Chonetes concentrica* et *Goniatites* cf. *striatus*, à côté de nombreux Polypiers.

Malheureusement, les meilleurs repères stratigraphiques ne peuvent être longtemps suivis dans l'ensemble schisto-gréseux et la cartographie du Viséen demeure médiocre. Notamment le niveau de poudingues à grains de quartz et de lydiennes remaniées, que je considère conventionnellement comme base du Viséen supérieur, et qui souligne une phase tectonique intra-viséenne importante, n'a pu être figuré. Il est donc possible que des levés plus méthodiques, sur un fond topographique à grande échelle encore inexistant pour la région, amènent à réviser nos idées sur le Dinantien.

2. — LES AFFLEUREMENTS DU DINANTIEN (fig. 28).

Les affleurements du Dinantien sont beaucoup plus localisés que ceux des étages précédents, puisqu'on ne les trouve que dans le tiers oriental du versant méridional de la Montagne Noire et qu'ils sont inconnus dans les Cévennes.

Notons cependant que BERGERON en avait figuré aux environs de Caunes-Minervois (Feuille de Carcassonne), mais que M. THORAL a montré qu'il s'agissait de schistes noirs de l'Arenig. Je crois pourtant que des lydiennes ont dû exister dans cette région à la suite des griottes dévoniennes, car j'en ai trouvé un très grand nombre le long du contact anormal qui les limite au Sud.

Quoi qu'il en soit, les affleurements véritables sont limités aux régions situées à l'Est de la cluse de l'Orb, dans les zones, probablement autochtones, de Soumartre et du Nord du Mont Sauvagnère (au Nord des Monts de Faugères), dans une grande partie des Monts de Faugères, sous le Dévonien de la série renversée, ainsi qu'en de nombreux points des écaïlles de Cabrières.

Il convient de souligner que les niveaux inférieurs du Dinantien font toujours suite aux niveaux supérieurs du Dévonien, en continuité apparente, et que, seuls, les arguments paléontologiques démontrent l'absence du Tournaisien inférieur, donc l'existence d'une lacune. Le Viséen inférieur schisto-gréseux se localise de même dans les régions proches des affleurements du Dévonien supérieur, tandis que le Viséen supérieur semble bien dominer dans le SE des Monts de Faugères et au-dessous des écaïlles de Cabrières, donc le plus loin des contours normaux du Dévonien de la nappe de Faugères.

(1) Nous avons récemment observé, en compagnie de MM. CASTERAS, DENIZOT et THORAL, qu'il pouvait exister, dans l'Ouest des Monts de Faugères, deux niveaux de lydiennes et que le faciès des calcaires « à colonnes » ou à *Prolecanites* pouvait débiter dans l'intervalle entre les deux niveaux. Il est donc possible que certaines structures d'apparence particulièrement compliquée de la région de Roquessels (Ouest des Écaïlles de Cabrières) soient en réalité plus simples et s'expliquent par la présence des deux niveaux de lydiennes.

Nous ne savons pas jusqu'où le Viséen peut s'étendre sous les terrains secondaires et tertiaires bordant la Montagne Noire. Par contre, il est certain qu'il règne largement sous l'ensemble du Dévonien du Nord des Monts de Faugères au travers duquel on le voit apparaître en plusieurs points, dans l'axe de faux-anticlinaux de la nappe. Il se poursuit de même incontestablement vers l'Ouest, où on le voit plonger très régulièrement sous le Dévonien. Il est probable cependant qu'il ne doit pas atteindre le Saint-Ponais, si, comme je le pense, la nappe des Monts de Faugères dont il constitue le cœur synclinal couché, correspond bien au développement, au-dessous de la nappe des Monts de Pardailhan, du synclinal médian de Saint-Pons, où le Dévonien terminal est seul visible à l'affleurement.

3. — LA NATURE DU MATÉRIEL DU DINANTIEN.

a) **Les formations de la base du Dinantien.** — Le dépôt le plus remarquable, dont nous n'avions encore vu aucun équivalent dans la Montagne Noire, est celui des schistes à lydiennes et nodules phosphatés, épais d'environ 10 à 20 mètres, qui précède 30 à 50 mètres de calcaires « à colonnes » ou noduleux.

L. CAYEUX, qui a étudié ces lydiennes (1) et aussi les nodules phosphatés (2), est arrivé aux conclusions suivantes :

Les lydiennes sont une variété de jaspé noir à Radiolaires, provenant d'anciennes vases argileuses, dans lesquelles une matière charbonneuse joue le rôle de pigment. Les Radiolaires paraissent appartenir essentiellement à des types pélagiques et il y aurait des raisons de croire que le dépôt s'est fait en eau très calme, vraisemblablement profonde. La matière charbonneuse pourrait provenir d'éléments végétaux flottés, à la manière des bois charriés par le Mississipi et accumulés dans le golfe du Mexique sur des fonds tapissés par une vase à Globigérines.

Les nodules phosphatés, intimement associés aux lydiennes, proviennent d'un concrétionnement d'anciennes vases à Radiolaires très pures. Leur consolidation en nodule est originelle, quoique peut-être un peu postérieure à la sédimentation. L'origine même du phosphate reste énigmatique.

Personnellement, je ne crois pas devoir entièrement souscrire à ces conclusions. En effet, après le dépôt des calcaires noduleux du Dévonien supérieur, dont nous avons vu qu'ils résultent d'une sédimentation troublée, à faible profondeur (et non pélagique, comme le croyait L. CAYEUX), puis une lacune qui ne semble pas avoir été de très longue durée, le régime de la formation de sédiments noduleux paraît s'être continué presque identique. L. CAYEUX a remarqué lui-même, avec R. BÖHM, que les premiers nodules dinantiens sont souvent calcaires et que l'on peut admettre que les suivants, d'abord partiellement calcaires, se sont phosphatisés peu à peu. D'ailleurs les nodules calcaires se retrouvent tout de suite après les lydiennes, dans les calcaires à *Prolecanites*.

En outre, les premières lydiennes renferment parfois du quartz détritique et des spicules de Spongiaires, ce qui les différencie des suivantes, purement à Radiolaires, et conduit à admettre le caractère transgressif du dépôt. Enfin, les restes végétaux ne sont pas tellement rares, puisque E. GENSON, J.-S. ALBAILLE et J. MAURY viennent d'en recueillir plusieurs centaines d'échantillons, en fragments importants, rien qu'au Nord de Cessenon (3). Malgré l'hypothèse de la flottation, il semble donc difficile d'admettre que la côte était bien lointaine.

Les seuls véritables problèmes sont ceux de l'origine de la silice, qui, mise brutalement en abondance à la disposition des Radiolaires de la fin du Tournaisien, a provoqué le dépôt des lydiennes, et de l'origine du phosphate de chaux qui, à la même époque, a entraîné la concentration de nodules phosphatés et non seulement calcaires, comme avant et après.

(1) Roches siliceuses, *Mém. Carte géol. Fr.*, 1929, p. 331.

(2) Les phosphates de chaux sédimentaires de France. *Mém. Carte géol. Fr.*, t. I, 1939, p. 72.

(3) L'horizon à lydiennes de la base du Carbonifère de la région de Cabrières, in 8°, 6 p., Béziers, 1941 (références à notes antérieures).

Nous verrons, en adoptant l'hypothèse soutenue en France par J. de LAPPARENT (1), qui paraît seule concilier tous les faits, que la genèse de ces sédiments s'explique parfaitement, dans une mer de faible profondeur, par l'intervention d'un volcanisme ayant fourni la silice des lydiennes et le phosphate des nodules.

Les calcaires de l'assise « à colonnes » se présentent en lits et bancs réguliers, séparés par des schistes; ils sont constitués par de la calcite largement recristallisée, avec de rares grains de quartz. Sous leur faciès noduleux, ils deviennent très analogues à ceux du Dévonien supérieur, mais se distinguent macroscopiquement des griottes rouges, roses ou même grises, par la teinte plus jaunâtre qui semble assez constante chez eux.

Sauf quelques témoins fort écrasés, décelables dans la zone présumée autochtone au Nord des Monts de Faugères, il est intéressant d'observer que les lydiennes les plus franches et les calcaires noduleux se localisent à l'extrême Sud de la série renversée des Monts de Faugères (Mont Peyroux) et dans des copeaux isolés dépendant de l'écaille nord de Cabrières. Les lydiennes, encore franches, et les calcaires à colonnes correspondent à une zone un peu moins méridionale : région de Roquebrun et Pic de Bissous, partie septentrionale de l'écaille nord de Cabrières.

Nous voyons encore, comme pour l'Ordovicien inférieur et le Dévonien, l'identité de faciès de ces régions du Sud de la cluse de l'Orb, et de l'écaille nord de Cabrières, ce qui prouve bien que cette dernière n'était que la suite de la première, avant son chevauchement vers le Nord.

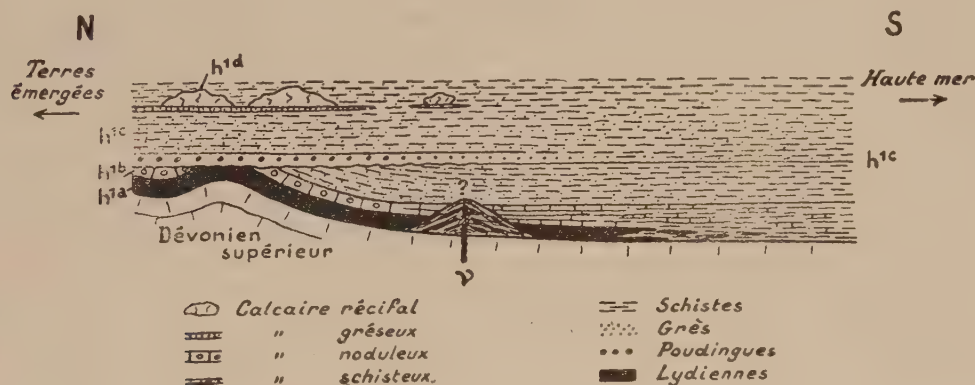


Fig. 29. — Schéma du cycle dinantien dans le versant méridional de la Montagne Noire
(les unités tectoniques étant remises à leur place)

h^{1a} = Lydiennes à nodules phosphatés ; h^{1b} = Calcaires à *Prolecanites* et calcaires à colonnes ; h^{1c} = Formation schisto-gréseuse viséenne ; h^{1d} = Calcaires à *Productus gigantes*.

Par contre, vers le Nord des Monts de Faugères, les lydiennes deviennent rares ou inexistantes et se fondent progressivement, ainsi que les calcaires « à colonnes », en une formation calcschisteuse paraissant faire exactement suite à celle du Dévonien terminal de la même zone. Tout s'éclaire si nous déplions la nappe de Faugères et l'on doit en conclure que les faciès les plus diversifiés existaient seulement dans les régions qui furent les plus proches des terres émergées du Nord, tandis que les séries demeurent plus monotones, et peut-être plus continues, vers la haute mer au Sud (fig. 29).

(1) Leçons de Pétrographie, Paris, Masson, p. 320, 1923.

b) La formation schisto-gréseuse et ses faciès latéraux. — On y trouve des schistes, des conglomérats, des grès et des calcaires.

Les schistes, noirs, gris vert ou bruns, tantôt fins et lustrés, tantôt alternant avec des lits franchement gréseux, verts ou jaunâtres, parfois ferrugineux (mais toujours moins que les schistes ordoviciens), se trouvent surtout à la base de la formation. Ils renferment parfois de petits nodules calcaires et prennent localement l'aspect de schistes troués, un peu analogues à ceux de l'Acadien.

Les conglomérats correspondent à une roche compacte gris verdâtre, dans laquelle abondent de petits galets de quartz filonien blanc et de lydienne noire. R. BÖHM a déjà signalé qu'on pouvait reconnaître en lames minces qu'il s'agissait bien des lydiennes de la base du Dinantien et qu'à côté du quartz existaient des morceaux de feldspaths plagioclases, des paillettes tordues de biotite, ainsi que quelques cristaux de zircon. Je dois ajouter la présence de quartzites, de schistes, de muscovite tordue et, localement, de débris de calcaires à Polypiers. Dans les lydiennes, j'ai retrouvé non seulement le type courant à Radiolaires seuls, mais aussi celui à spicules d'Éponges du bas de la formation.

Les grès à végétaux, micacés, de couleur gris-verdâtre, souvent un peu ferrugineux et bruns par altération, se fondent généralement dans l'ensemble schisto-gréseux, de telle sorte que leur situation stratigraphique est difficile à définir. Leur grain est relativement fin et ils ne semblent pas renfermer de lydiennes, comme les poudingues cités ci-dessus.

Les calcaires à grains de quartz, en plaquettes et petits bancs bruns ou noirs à l'intérieur, jaunâtres ou ocrés à l'extérieur, généralement pétris de débris de fossiles (*Phillipsia*, *Productus*, Polypiers, Encrines, etc.), semblent aussi intercalés dans la partie supérieure de la série schisteuse. BERGERON admettait leur liaison avec les grès à végétaux, ce qui me paraît vraisemblable; mais je crois aussi qu'ils sont liés à la formation des calcaires à *Productus giganteus*, dont ils représentent le substrat immédiat en bien des points.

Ce dernier type de calcaire ne forme cependant pas des bancs, comme le précédent, mais il se rencontre à l'état de lentilles de quelques décimètres jusqu'à plusieurs centaines de mètres, emballées dans les schistes, sans stratification apparente. J'en ai relevé près de 300 dans le SE des Monts de Faugères et le substratum des écailles de Cabrières. En général, ces lentilles sont isolées dans les schistes et une semblable disposition, à la façon de récifs coralliens, est certainement originelle. Mais, par endroits, on observe des alignements remarquables, qui sont peut-être dus à des influences tectoniques, les blocs calcaires s'étant accumulés dans les ondulations anticlinales de la base des écailles de Cabrières.

R. BÖHM alloue à l'ensemble du Dinantien une puissance d'au moins 200 à 300 mètres. Je crois qu'on est plus près de la vérité en parlant d'un millier de mètres.

4. — LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU DINANTIEN.

Que s'est-il passé à la fin du Dévonien? La lacune semblant correspondre au Tournaisien, au moins inférieur, pose un problème auquel L. CAYEUX a proposé trois solutions : émergence, puis retour de la mer dinantienne sans ravinement ni conglomérat de base; érosion sous-marine enlevant tous les dépôts qui auraient pu se former avant les lydiennes; interruption de sédimentation, sans émergence ni ravinement.

L. CAYEUX marque sa préférence pour cette dernière; mais, personnellement, je crois qu'il convient de revenir à la première. En effet, j'ai souligné plus haut que les lydiennes débutaient bien parfois par un niveau finement détritique, en tout cas différent du reste de la formation. La lacune peut, en outre, n'avoir eu qu'une durée assez brève, car il existe souvent quelques mètres de schistes sans fossiles au-dessous des lydiennes, la discontinuité pouvant alors être à peine plus prolongée que celles qui ont été

reconnues dans le Dévonien supérieur et correspondre seulement au Tournaisien inférieur. Le même régime caractérisé par la genèse de nodules se poursuit d'ailleurs de part et d'autre dans les régions qui furent près des côtes, tandis que la continuité demeure vraisemblable vers la haute mer, avec ses dépôts calcschisteux monotones.

En définitive, je crois que nous avons eu seulement dans la Montagne Noire l'émersion partielle de terres à très faible relief au cours du Tournaisien et que le reste du Dinantien représente un cycle sédimentaire normal.

Le retour de la mer a permis la genèse des lydiennes à nodules phosphatés, toujours à faible profondeur, à peu de distance des côtes d'où provenaient les débris d'une végétation devenant équatoriale, dans une mer épicontinentale communiquant largement avec la haute mer, ainsi que le prouvent l'abondance de la faune néritique et de la faune pélagique, ainsi que le passage latéral des lydiennes à des schistes fins dans les régions méridionales.

Après le dépôt de calcaires noduleux puis de calcaires en bancs alternant avec des schistes, dans la zone où s'étaient formées les lydiennes noduleuses, de calcschistes fins et de schistes, plus au large, la sédimentation schisto-gréseuse, de faciès « Culm », devient exclusive. Elle prouve toujours des conditions de profondeur faible, avec apports continentaux certains mais assez fins, n'ayant plus le caractère d'argiles latéritiques, comme à la fin du Dévonien. Une relative subsidence est vraisemblable, pour expliquer la grande épaisseur du dépôt et les alternances de grès et de schistes.

La sédimentation fut en outre très troublée, ainsi que le démontrent les bancs de poudingues à galets de quartz et de lydiennes, d'âge probablement viséen moyen. Il faut admettre, pour expliquer la genèse de ces roches, un gauchissement et une érosion ayant atteint le niveau des lydiennes, peut-être même, localement, le Dévonien, puisqu'il existe parfois des calcaires à Polypiers dans ces poudingues.

Le régime du « Culm » se continue ensuite, toujours monotone dans les zones méridionales proches de la haute mer (Nord des Monts de Faugères), avec des grès à végétaux de type équatorial, puis des passées de calcaires quartzeux, enfin des récifs à Polypiers et *Productus*, dans les régions qui furent sans doute un peu plus proches du littoral.

Aucune donnée ne nous permet de préciser les péripéties de la fin du cycle dinantien, dont on peut seulement soupçonner qu'elle fut brutale et amena l'émersion complète de toutes ces régions, à vrai dire jamais couvertes par une tranche d'eau bien importante.

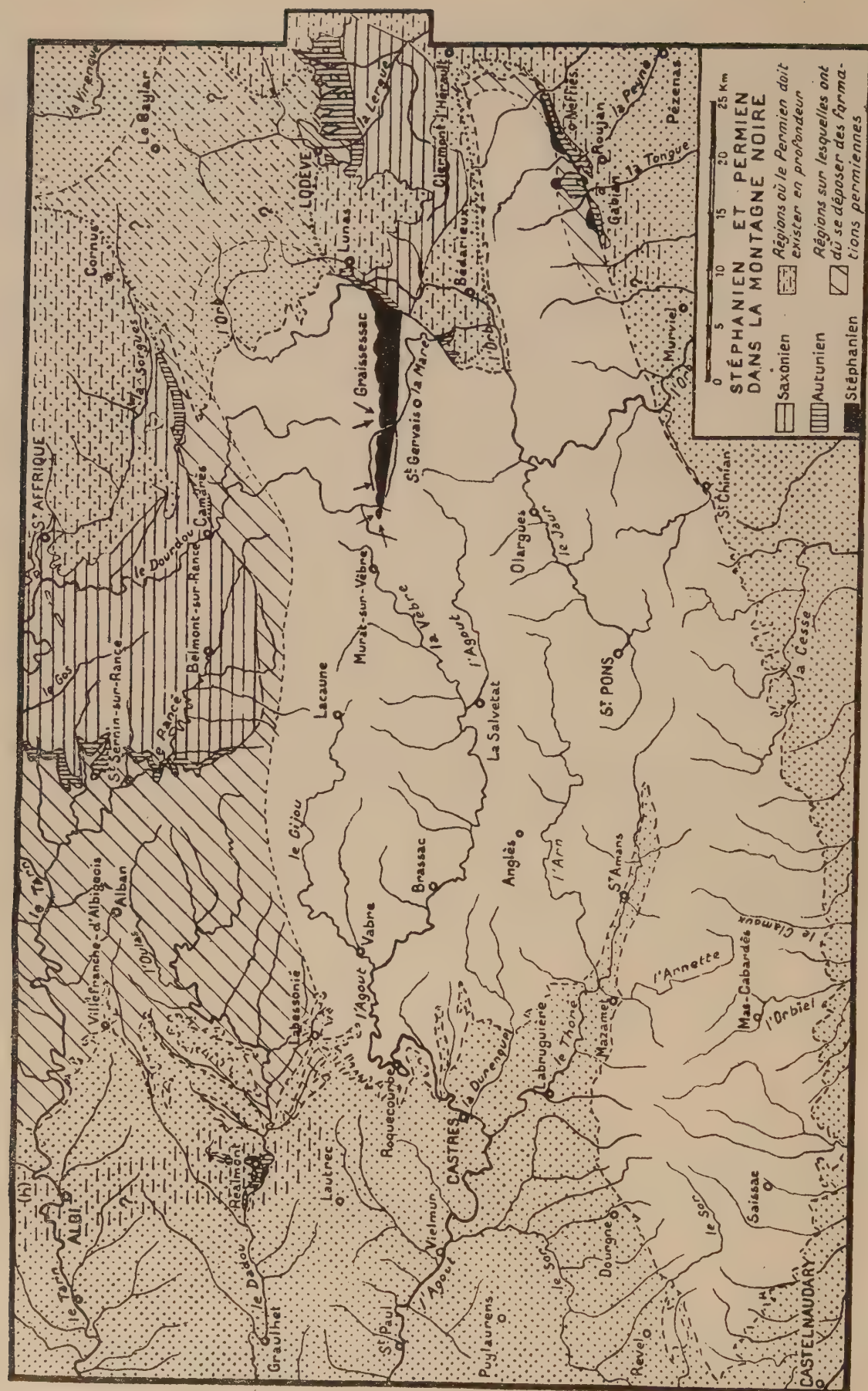


Fig. 30

CHAPITRE IX

LE STÉPHANIEN ET LE PERMIEN

Entre la sédimentation marine presque continue depuis l'Antécambrien jusqu'au Viséen supérieur et celle qui reprendra avec le début du Secondaire, l'histoire sédimentaire du Sud du Massif Central pendant la fin du Primaire correspond à un épisode continental, lacustre, ou tout au plus lagunaire, ayant permis parfois l'accumulation de dépôts considérables, mais toujours localisés dans des « bassins » relativement limités, dans les zones déprimées de la chaîne hercynienne en voie d'érosion.

Chacun de ces bassins, surtout pendant le Stéphanien, aura son histoire propre, de telle sorte que nous ne pouvons plus adopter le même ordre descriptif que pour les périodes précédentes. Il n'existe pour eux aucune étude méthodique d'ensemble. Cependant, les travaux récents de M. THORAL pour le bassin houiller de Graissessac [34, p. 246] et de G. LIVET pour le bassin d'Alès [23] sont fondamentaux. Nous ferons d'ailleurs appel à d'autres auteurs plus anciens pour compléter mes observations personnelles, plus fragmentaires pour ces étages que pour les précédents.

1. — LES BASSINS DE LA MONTAGNE NOIRE ET DE SES ABORDS (fig. 30).

Les terrains carbonifères supérieurs et permien se rencontrent à la limite méridionale des Monts de Cabrières (bassin de Gabian-Neffiès), à l'Est de la zone axiale (bassin houiller de Graissessac et permien de Lodève), au Nord des Monts de l'Est de Lacau (bassin de Saint-Affrique ou de Camarès), au NW des Monts de l'Ouest de Lacau (bassin de Réalmont), enfin tout à fait au Nord de l'Albigeois cristallin, en dehors de la région de nos études (bassins d'Albi, de Carmaux et de Réquista).

a) **Bassin de Gabian-Neffiès.** — Le Houiller se présente en une série de petits affleurements discontinus, allongés de l'WSW à l'ENE sur un peu plus de 12 kilomètres, et dont plusieurs ne figurent pas sur la feuille géologique de Bédarieux. Il s'agit d'alternances de schistes argileux, de grès micacés fins, de grès et conglomérats en gros bancs (avec galets de quartz, de calcaires dévoniens ou dinantiens, de schistes et de porphyrites), enfin de quelques couches de houille qui furent exploitées à Caylus et au Bousquet (près de Neffiès), à Mounio (Nord de Gabian) et à Sauveplane (Nord de Fouzilhon). D'après les nombreux végétaux recueillis, ce Houiller correspondrait à l'étage intermédiaire de Saint-Étienne (Stéphanien inférieur). Sa puissance n'excéderait pas 110 mètres environ.

Les terrains permien affleurent dans la même région, mais d'une façon plus continue et sur une plus grande longueur (près de 18 kilomètres). Ils se montrent nettement transgressifs sur le Stéphanien déjà partiellement érodé et faillé avant le Permien. Lorsque les deux formations sont bien représentées, il est assez difficile de reconnaître leur limite précise, bien que le Permien débute par un conglomérat. La transgression est cependant soulignée par le fait que ce conglomérat s'observe surtout dans les parties basses, vers le SE, tandis

que vers le haut, ce sont des grès fins jaunes, calcarifères, alternant avec des schistes noirs bitumineux, à Poissons, puis des grès schisteux, ardoisiers quoique dolomitiques, à Végétaux, qui s'avancent sur le substratum. Le calcaire n'est d'ailleurs pas rare, contrairement à ce que croyaient les anciens auteurs, et, dans l'Ouest de Gabian par exemple, la dolomie dévonienne et les schistes gotlandiens sont directement recouverts par un calcaire bréchi-que permien.

L'âge de ces diverses roches est bien daté de l'Autunien par leur faune et leur flore. Ce sont des dépôts fluvio-lacustres analogues à ceux du Stéphanien, dont la puissance paraît varier entre 50 et 200 mètres.

A la limite méridionale de son affleurement, le Permien inférieur est recouvert par des argilolites rouges, attribuées au Saxonien, visibles sur quelques centaines de mètres au maximum, au-dessous d'un poudingue siliceux rouge de l'extrême base du Trias.

b) Bassin houiller de Graissessac. — Le terrain houiller se présente en un affleurement continu, orienté assez exactement Ouest-Est, sur une longueur de 22 kilomètres, et une largeur maxima de 3 kilomètres dans sa partie orientale. Il remplit une longue gouttière dans les terrains antécambriens et cambriens, très superficielle et effilée à l'Ouest, où elle se termine par surélévation axiale au Sud du hameau de Cabrié, tandis qu'elle s'enfonce progressivement et s'élargit vers l'Est, où les terrains permien- masquent sa continuation en profondeur.

Les sédiments que l'on y rencontre sont des poudingues, des grès, des schistes gréseux, de la houille et des calcaires. On sait, depuis longtemps, que les poudingues les plus grossiers se localisent à la base de la formation, d'une part à l'extrémité occidentale du bassin (des Longagnes à Plaisance, avec maximum dans les régions du Pont de la Mouline et de la Croix de Mounis), d'autre part vers le centre (des Combals à Mècle, avec maximum dans le ravin de Peyremale). BERGERON en avait conclu à la présence de deux deltas torrentiels. Cette hypothèse, adoptée par M. THORAL, paraît tout à fait vraisemblable.

J'ai vérifié, après ce dernier auteur, que le delta occidental renfermait des galets de quartz, de grès micacés, de schistes phylladiens, de calcaires et, beaucoup plus rarement, de gneiss et de micaschistes. Il est permis d'en conclure que le cours d'eau qui les a transportés drainait largement les régions cambrien- nes plissées, tandis que l'érosion commençait à peine à dégager les roches métamorphiques sous-jacentes, érodées et surélevées surtout pendant le Tertiaire.

Le delta torrentiel de Peyremale (ou seuil de Saint-Gervais) présente aussi des blocs, souvent énormes, provenant directement des régions situées au Nord (calcaires, grès arkoses du Cambrien et schistes antécambriens), mais aucun débris venant de l'axe métamorphique. Dans l'Est, le volume des galets décroît. Les poudingues passent aux grès micacés, feldspathiques et à végétaux. Ces derniers passent eux-mêmes aux schistes, sans séparation nette.

Dans les schistes houillers, existent de nombreuses couches de charbon : anthracite dans l'Ouest (concession de Plaisance), houilles anthraciteuses, puis de plus en plus grasses vers l'Est (concessions de Saint-Gervais, du Devois-de-Graissessac, de Boussagues et de Ruffas).

Les calcaires se présentent sous des formes diverses. A l'Ouest, au-dessus des poudin- gues de base, ils miment étonnamment les calcaires dolomitiques du Cambrien sous-jacent. Vers Graissessac, ce sont seulement des petits bancs et des rognons de « Carbonate des Houillères ». Près de Camplong, se trouve enfin une lentille de calcaire lacustre déposé dans des eaux très tranquilles.

Selon M. THORAL, la puissance totale ne dépasserait pas 400 à 500 mètres. Je crois qu'elle pourrait être localement plus grande : 750 mètres par exemple, car les formations ne dessinent pas un fond de bateau régulier, comme on le supposait antérieurement, mais l'axe du synclinal doit être souvent recherché près de la limite sud, faillée, du bassin.

Les niveaux inférieurs correspondraient au Stéphanien inférieur, sans que l'on puisse affirmer ou nier la présence de l'étage de Rive-de-Gier. Les niveaux productifs appartiennent, pour leur plus grande partie, à l'étage intermédiaire de Saint-Étienne, d'après les déterminations de GRAND'EURY et de P. BERTRAND. Il est cependant à peu près certain que les niveaux supérieurs de Graissessac et de Camplong sont déjà du Stéphanien moyen. Les couches stériles et non fossilifères sus-jacentes représenteraient le Stéphanien supérieur pour J. BERGERON et M. THORAL, mais cette hypothèse est basée sur la présomption d'une continuité sédimentaire entre Stéphanien et Autunien, que je crois inexacte.

c) **Bassin permien de Lodève** (fig. 31). — A l'Est du bassin houiller de Graissessac, les formations permienes se développent largement dans le Lodévois. L'affleurement principal mesure 26 kilomètres de l'Ouest à l'Est, sur une douzaine de kilomètres du Nord au Sud, dans une crevée des terrains triasiques. Les niveaux inférieurs ne se voient que dans l'Ouest, au-dessus du bassin houiller, et surtout au Nord, sur les terrains cambriens de la ride de Lodève.

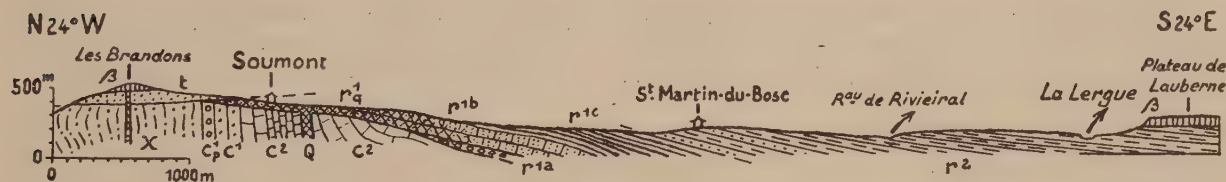


Fig. 31. — Coupe de la bordure nord du bassin permien de Lodève

x = Antécambrien ; c_p^1 = Poudingue de base du Cambrien ; c^1 = Grès de Marcory ; c^2 = Calcaires à *Archæocyathus* ; r^1 = Autunien (a = Conglomérats ; b = Calcaires ; c = Schistes) ; r^2 = Saxonien ; t = Trias ; Q = Quartz (r_q^1 = Autunien quartzifié) ; β = Basalte.

En gros, la succession est la suivante :

r^{1a} — Conglomérat grossier à blocs peu roulés de quartz, de grès, de schistes, de calcaires, provenant des terrains cambriens et antécambriens voisins. Son épaisseur paraît varier d'une trentaine de mètres à quelques décimètres.

r^{1b} — Calcaires dolomitiques, puissants parfois d'une vingtaine de mètres, qui semblent localisés au voisinage immédiat des calcaires anciens dont le démantèlement a dû fournir la matière première. Ailleurs, ce sont des schistes noirs, bitumineux et pyriteux, à débris de poissons (*Palæoniscus* et *Acanthodes*), ne renfermant plus qu'accidentellement des lentilles de calcaires noirs.

r^{1c} — Schistes ardoisiers finement gréseux, dont J. BLAYAC a démontré qu'une grande partie était en réalité des dolomies fissiles. Ce sont eux qui ont livré la célèbre flore des anciennes ardoisières de Lodève, où dominent les *Callypteris*, *Eremopteris*, *Nevropteris*, *Odontopteris*, *Pecopteris*, *Sphenopteris*, *Tæniopteris*, et surtout les *Walchia*. Les trois niveaux notés r^1 correspondent à l'Autunien.

r^2 — Le passage se fait d'une façon progressive, avec de fréquentes récurrences des faciès inférieurs, jusqu'à des grès rouges, parfois un peu conglomératiques à la base, et surtout des argiles sèches, ou pélites, rouges à lie-de-vin. C'est le faciès « ruffe » de la région lodévoise, très pauvre en fossiles, que l'on range dans le Saxonien.

Vers le haut, où le dépôt est de plus en plus fin, s'intercalent quelques bancs de calcaires dolomitiques noirs. Enfin J. BLAYAC a signalé, à Vernazobres, près de Dio, de minces lits de schistes cuivreux, analogues aux « Kupfer-schiefer » d'Allemagne, ce qui laisse supposer l'existence de la base du Thurinien, au-dessous des niveaux inférieurs du Trias, discordants et transgressifs.

Les divers horizons permien se montrent d'ailleurs franchement transgressifs les uns par rapport aux autres, au point que le Saxonien repose parfois directement sur le substratum ancien et qu'il devient alors beaucoup plus grossier, ce qui ne doit pas nous faire croire à une phase tectonique post-autunienne, comme l'ont pourtant écrit plusieurs auteurs.

L'épaisseur totale de la formation est difficile à évaluer. On a proposé des valeurs de 60 à 400 mètres pour l'Autunien, cette dernière n'étant vraisemblable que vers le centre du bassin, et plus de 2.000 mètres pour le Saxonien ce qui n'est certainement pas exagéré.

Un dernier fait à signaler, sur lequel nous reviendrons ultérieurement, est l'extraordinaire abondance de filons de quartz, lardant et «quartzifiant» l'Autunien de la ride lodévoise (r_d^1), au point que les anciens auteurs l'ont confondu avec les grès et quartzites sous-jacents. Le Saxonien n'étant jamais intéressé par ces venues quartzzeuses, il semble bien que leur mise en place est post-autunienne et anté-saxonienne.

d) Bassin permien de Saint-Affrique. — C'est le plus important des bassins permien du Sud du Massif Central, puisqu'il s'étend sur 30 kilomètres du Nord au Sud et 40 kilomètres au maximum, de l'Ouest à l'Est où il disparaît sous le Trias du Larzac.

Les limites septentrionale et méridionale correspondent le plus souvent à des failles, mais des témoins permien, conservés en position normale, prouvent que ces failles ont bien pris naissance près de l'ancienne bordure du bassin. La limite occidentale, plus régulière dans son ensemble, résulte de la surélévation axiale du bassin devant l'Albigeois cristallin.

On ne voit la liaison des terrains permien avec d'éventuels sédiments carbonifères sous-jacents qu'en un seul point, tout à fait au NW. Dans un sillon, dit «Bassin de Réquista», le Permien repose sur des dépôts stéphanien mal datés, peu épais et érodés avant la transgression de l'Autunien.

Je ne décrirai pas le bassin de Saint-Affrique, sur lequel je n'ai pas fait d'observations nouvelles et dont on peut dire que l'étude reste à réaliser. D'après les descriptions de COQUAND, FABRE et BERGERON surtout, sa série stratigraphique paraît très analogue à celle du Lodévois.

e) Bassin de Réalmont. — A l'extrémité NW du versant septentrional de la Montagne Noire, sous les terrains tertiaires transgressifs et sur des schistes cristallins situés toujours à faible profondeur, l'érosion du Dadou et de son affluent le Blimat permet de distinguer les restes d'un très petit bassin houiller et permien.

D'après BERGERON [2, p. 175, 242 et 250], on reconnaîtrait la série normale de grès houillers, avec couches de houille (Étage intermédiaire de Saint-Étienne = Stéphanien inférieur), puis de schistes autuniens apparemment concordants, enfin de grès rouges du Saxonien.

La direction des couches de houille, parallèles à l'axe de la dépression, serait N. 60° E, ce qui serait conforme à la direction générale de la Montagne Noire et empêcherait d'y voir la fin du Grand Sillon houiller nord-sud, passant hypothétiquement par les bassins de Decazeville, Carmaux et Albi, ainsi que l'a proposé J. DURAND.

Tous les travaux de recherches étant abandonnés depuis longtemps et les affleurements mal visibles, il est difficile de se faire actuellement une opinion.

2. — LES BASSINS DES CÉVENNES MÉRIDIONALES ET DE LEURS ABORDS (fig. 32).

Dans les Cévennes méridionales, les terrains houillers sont connus dans les très petits bassins du Vigan et de Sumène, à l'extrême Sud, et dans le bassin plus important d'Alès (Bessèges — La Grand'Combe), à la bordure NE. Le Permien ne semble pas s'y rencontrer et le bassin de cet âge, le plus proche, se trouve bien plus au Nord, à Largentière, en dehors de la zone de nos études.

a) Les bassins houillers du Vigan et de Sumène. — Il s'agit de minuscules témoins, localisés sur une quinzaine de kilomètres, au voisinage immédiat de la grande faille tertiaire Cernon-Arre, qui s'est manifestement établie sur un ancien sillon hercynien tardif. On observe successivement de l'Ouest à l'Est :



Fig. 32

Bassin de Molières (ancienne concession de Cavaillac), 2 kilomètres au SW du Vigan. Il est limité par la faille de l'Arre au Nord, repose normalement sur les schistes cambro-siluriens à l'Est, est masqué par des alluvions et le Trias transgressif au Sud et à l'Ouest. Il ne s'étend d'ailleurs pas en profondeur vers le Sud-Ouest, puisqu'un sondage exécuté à Lasfont ne l'a pas rencontré. Le bassin se réduit donc probablement à une petite cuvette dont les plus grandes dimensions seraient 1 kilomètre Nord-Sud et 2 à 3 kilomètres Ouest-Est. Le Houiller y comprend 100 mètres de grès et conglomérats rougeâtres, avec trois couches de houille puissantes de 0 mètre 70 à 1 mètre 20.

Bassin de La Bouisse, 1 kilomètre au Sud du Vigan. Ce n'est qu'un coin de terrains houillers, long d'environ 1.800 mètres et large au plus de 250 mètres dans l'Ouest. Il finit en pointe dans l'Est, entre la faille de l'Arre et un contact mi-normal, mi-étiré, devant les schistes cambro-siluriens. Vers l'Ouest, une faille probable et, en tout cas, un seuil schisteux le séparent du bassin de Molières, distant de 800 mètres seulement. On y observe des poudingues et des grès très redressés, avec quelques veines de houille ayant fait l'objet de recherches anciennes.

Bassin de Sumène (concession de Soulanou) (1). Un premier témoin minuscule existe près des Lieures, 1 kilomètre au NE de Sumène, entre calcaires cambriens et schistes cambro-siluriens. Un second, à peine plus important (700 mètres x 200 mètres), mais qui fait l'objet d'exploitations épisodiques, affleure au Sud du hameau de Soulanou, 2 kilomètres à l'Est de Sumène. Les schistes et les calcaires cambro-siluriens le limitent au Nord et à l'Ouest; les terrains secondaires le recouvrent au Sud et à l'Est. Les accidents tectoniques y sont nombreux; en outre, il ne se poursuivrait pas vers l'Est et un prolongement sud est fort douteux. Les faciès pétrographiques sont analogues à ceux du Vigan, peut-être un peu plus schisteux cependant.

Du point de vue stratigraphique, il semble que tous ces petits bassins, qui ont pu n'en faire qu'un à l'origine, se rattacheraient au Stéphanien moyen (Système de la Grand'Combe du bassin d'Alès).

b) Le bassin houiller d'Alès. — Ce bassin, dans lequel l'exploitation du charbon remonte au moins au Moyen-Age, est de beaucoup le plus important du Languedoc (2 à 3 millions de tonnes par an).

Contrairement aux précédents, son allongement ne paraît pas être Ouest-Est, mais plutôt Nord-Sud. Il convient cependant de reconnaître que l'on ne connaît que sa bordure occidentale et que son développement à grande profondeur, dans l'Est, sous les terrains secondaires et tertiaires de sa couverture, pourrait être considérable.

Les affleurements s'étendent sur 30 kilomètres du Nord au Sud, et un maximum d'une quinzaine de l'Ouest à l'Est. En gros, ils sont localisés à l'Est de la faille-décrochement de Villefort, qui a certainement joué un rôle dans la préparation des gouttières synclinales où se sont déposés les terrains houillers. Seuls, deux petits témoins, celui d'Olympie et celui du Bois Commun (Ouest d'Alès,) existent à l'Ouest de ce grand accident, près de sa terminaison méridionale.

Sauf entre Branoux et Alès, où le Houiller est intéressé par le rejeu du décrochement, il repose généralement en transgression assez régulière sur les schistes anciens des Cévennes. L'avancée de ces dépôts fut cependant plus grande que ce que l'on peut croire d'après la limite actuelle, ainsi que nous le garantissent les témoins précédents, ceux de Verne (NE de Chamborigaud) et de Mourèdes (NW de Bordezac).

Parmi les traits essentiels du bassin houiller, il faut souligner la longue arête Nord-Sud de schistes anciens, qui culmine au Signal du Rouvergue (698 mètres) et sépare le bassin de la Grand'Combe, à l'Ouest, du bassin de Bessèges à l'Est. Elle fut certainement recouverte lors du maximum de transgression, comme le prouvent le « Golfe de Crouzoule » (près du Martinet) et le curieux îlot du « Gouffre Noir », conservé au sein d'un filon quartzeux; mais, quoique sa saillie ait été accusée par les rejeux tectoniques postérieurs, sa disposition en barre est certainement originelle et a joué un grand rôle dans l'histoire du bassin, puisqu'elle n'a été franchie que tardivement (Stéphanien moyen seul autochtone dans le bassin de la Grand'Combe).

(1) Soulanou de l'État-Major, ce qui est évidemment une erreur.

Au sujet de la nature et de l'âge des sédiments, nous retiendrons seulement l'essentiel des conclusions de G. LIVET :

Comme dans tous les bassins houillers, on constate l'alternance de brèches, poudingues et grès grossiers, qui ont été apportés par des eaux torrentielles, venues sans doute d'une faible distance, de schistes argileux, représentant des éléments plus fins déposés en eaux assez calmes, de schistes sapropéliques, qui prouvent une sédimentation tranquille dans des eaux très chargées en matières organiques où les débris de Crustacés et de Poissons ne sont pas rares, enfin de couches de houille, formées en eau encore plus calme, essentiellement sur place, mais où les apports allochtones ont aussi joué un rôle.

De la base au sommet, la succession est la suivante :

— Substratum formé par des schistes plus ou moins métamorphiques (micaschistes et gneiss d'injections granitiques de la série compréhensive cévenole). L'analyse d'un micaschiste moyen indique une teneur en silice de 70 %.

I (h²) — Schistes fins, gris clair à gris bleuté, grès fins généralement gris, schistes sapropéliques gris clair, couches de charbon gras (18 à 25 % de matières volatiles). Les schistes renferment encore environ 70 % de silice. La formation est bien datée du Westphalien supérieur (D), fait très important, puisque ce niveau est inconnu dans les bassins précédemment décrits.

II (h^{3a}) — Schistes argileux micacés, gris foncé, grès feldspathiques clairs, quelques bancs de poudingues à grains de quartz roulés (< 1 centimètre) et ne renfermant que très rarement des débris de micaschistes, couches de charbon demi-gras (12 à 18 % de mat. vol.). Les schistes n'ont plus qu'une teneur de l'ordre de 53 % de silice. Age stéphanien inférieur.

III (h^{3b}) — Alternances de schistes gris, satinés, très micacés, de grès gris ou blancs renfermant des galets de charbon remanié, de poudingues à gros éléments de quartz et de micaschistes, bancs très importants de schistes sapropéliques à écailles de Poissons, nombreux lits ou nodules de carbonate de fer, couches de charbon maigre (anthracite de 6 à 12 % de mat. vol.). La teneur en silice des schistes est seulement de 49 %. Age stéphanien moyen, le Stéphanien supérieur étant inconnu à Alès.

G. LIVET a émis l'hypothèse intéressante suivant laquelle la végétation installée sur les débris de la chaîne hercynienne ne disposait au début que de sols maigres, très acides et pauvres en bases. Les schistes qui se déposaient restaient très siliceux et la houille en formation relativement pauvre en carbone (période I). Ensuite, les sols de végétation deviennent de plus en plus riches et les plantes plus nombreuses. La proportion de silice diminue tandis que celle des bases croît dans les schistes; la houille formée renferme de plus en plus de carbone, jusqu'à devenir une anthracite à la période III.

Le même auteur estime qu'au début la sédimentation était surtout autochtone, tandis que les sols de la troisième période sont partiellement allochtones (remaniement de charbon en galets dans les grès). Personnellement, il me semble qu'il convient, en outre, d'admettre une liaison entre les dépôts allochtones et des phases de reprises orogéniques, au moins légères. Sans doute, après la sédimentation grossière de base, les périodes I et II ont-elles été relativement tranquilles, mais la période III manifeste à l'évidence l'existence d'une vive érosion après un certain plissement des couches antérieures. La présence de quelques filons de roches éruptives (rhyolite, trachyte, andésite), signalés par P. TERMIER dans les couches supérieures, confirme d'ailleurs le trouble profond de cette dernière période de sédimentation, avant la phase tectonique majeure qui amènera les déversements et charriages du Houiller d'Alès.

La puissance totale de ces terrains est considérable. Son évaluation, assez délicate en raison des complications tectoniques, varie actuellement entre 3.500 et 4.500 mètres.

Le tableau ci-dessous résume l'échelle stratigraphique proposée à la suite des plus récents travaux :

Age et notation employée	Périodes de G. LIVET	Zones de P. BERTRAND	Dénomination des niveaux	Puissance
STÉPHANIEN MOYEN (Étage de Saint-Étienne et partie supérieure de l'étage intermédiaire) (h ^{3b})	III	8 (1)	Poudingues du Mont-Chatenet	400 m
		7	Série de Champclauson	400 à 425 m
		6	Série de la Grand'Combe (Système Grand'Baume à la base)	250 à 400 m
		5	Stérile Feljas-Ricard	700 m
			Couches du Feljas et de Ricard = maigres de Gagnières = couches du Pradel	100 m
STÉPHANIEN INFÉRIEUR (Partie inférieure de l'étage intermédiaire de Saint - Étienne et étage de Rive-de-Gier) (h ^{3a})	II	4	Série supérieure de Saint-Jean-de-Valérisclle = couches supérieures de Bessèges	310 m
		3	Série inférieure de Saint-Jean-de-Valérisclle = couches inférieures de Bessèges = couches de Sainte-Barbe = série supérieure de Molières	> 1.000 m
WESTPHALIEN SUPÉRIEUR (h ²)	I	2	Série inférieure de Molières = gras de Gagnières	250 à 300 m
		1	Stérile de Gagnières	600 à 900 m

(1) Cette zone, qui ne figure pas sur le tableau de P. BERTRAND, a été ajoutée par G. LIVET.

3. — LA PALÉOGÉOGRAPHIE DU STÉPHANIEN ET DU PERMIEN.

A la suite du début de la phase tectonique hercynienne majeure (sudétienne ?), l'ensemble des régions méridionales du Massif Central a émergé en totalité. A mesure qu'elle s'édifiait, la chaîne hercynienne fut d'ailleurs la proie de l'érosion superficielle, ainsi que nous le prouvera l'étude tectonique, mais aucun dépôt ne permet de préciser la paléogéographie avant la fin du Westphalien.

Il y a des raisons de croire qu'à cette dernière époque un aplanissement relatif était déjà réalisé et que la végétation équatoriale a pu commencer à se développer, sur des sols encore non évolués. La sédimentation lacustre a débuté alors timidement, dans les seules cuvettes nord-sud de la bordure méridionale : Bassin d'Alès au SE, bassin de Carmaux-Albi (où existe aussi du Westphalien D) au SW, alors qu'aucun dépôt du même âge n'est connu dans tout le reste du Massif Central.

Avec le Stéphanien, le régime lacustre s'est établi plus largement vers le Nord, en englobant notamment toute la zone de notre étude. Les terres émergées, couvertes par la grande forêt équatoriale, bien installée maintenant, continuaient cependant à prédominer. En effet, en dehors des bassins déjà existants, où ils se poursuivaient, les dépôts ne sont connus qu'en une série de sillons orientés Ouest-Est, ce qui peut laisser supposer que des ondulations se sont produites dans cette direction au début du Stéphanien.

Ce sont, pour le Sud du Massif Central, les sillons du « Détroit de Rodez », le sillon possible de Carmaux-Réquista-Le Vigan, le sillon de Réalmont-Graissessac, enfin celui de Gabian-Neffiès.

Quelques nouveaux gauchissements, avec reprise d'érosion, ont dû avoir lieu à la base du Stéphanien moyen, sans changer gravement l'extension des dépôts lacustres transgressifs. Par contre, il est permis de croire qu'une ondulation d'ensemble, au Stéphanien supérieur, a rejeté toutes les eaux vers les régions plus septentrionales du Massif Central, en laissant le Midi entièrement émergé.

Les dépôts permien, continentaux à laguno-lacustres, toujours transgressifs et souvent discordants, envahissent des zones plus vastes de la surface posthercynienne, maintenant très aplanie. Souvent, les bassins houillers devaient représenter néanmoins des points bas, où devait se poursuivre un certain jeu de subsidence. La règle n'est cependant pas générale, puisque le Permien est inconnu dans les Cévennes méridionales, qui paraissent avoir acquis dès cette époque leur position de haute terre en proie à l'érosion plus qu'à la sédimentation.

De même, il est très vraisemblable que la plus grande partie de la Montagne Noire est restée au-dessus des épandages fluvio-lacustres permien, qui se produisaient par contre largement dans toute sa périphérie (à l'exception du SW sur lequel nous ne savons rien).

En effet, le Permien de Gabian-Neffiès se liait probablement à celui du Lodévois, par l'Est de Cabrières où le socle ancien est profondément altéré sous le Trias. Le Permien du Lodévois se poursuit sans doute sous la plus grande partie du fossé secondaire de Bédarieux, car j'ai trouvé de petits affleurements autuniens, confondus autrefois avec le Cambrien, jusqu'à son extrémité occidentale, près de Taussac et du Pradal. Il continue aussi dans le Nord, au delà de la ride de Lodève, puisqu'on en trouve sous le Trias de Saint-Étienne-de-Gourgas, et l'on peut présumer qu'il se raccorde en profondeur avec le grand bassin de Saint-Affrique.

Ce dernier s'est étendu bien au delà de ses limites actuelles : J'ai trouvé des débris de grès rouges jusqu'au sommet du Merdellou, dans les Monts de l'Est de Lacaune, et je pense que les immenses zones quartzeuses de l'Albigeois cristallin correspondent aux restes de la « quartzification » autunienne, déjà signalée pour le Lodévois, de telle sorte que le bassin de Saint-Affrique se liait par le Nord de la Montagne Noire au bassin de Réalmont et au Permien signalé, en profondeur, dans l'Ouest du bassin houiller de Carmaux-Albi.

La nature des dépôts permien démontre que, si l'Autunien jouissait encore d'un climat analogue à celui du Stéphanien, il n'en a plus été de même ensuite. Le pays est passé sous un climat tropical humide, où les tendances latéritiques furent nettes et où la grande pluviosité explique les larges épandages des débris rouges sur les zones basses de la pénélaine, recouvertes par des lacs temporaires.

L'évolution vers le climat tropical sec s'est produite sans doute pendant le Thuringien, lors de la dernière phase d'ondulations qui a précédé les dépôts gypso-salins du Trias et la transgression, sous le climat tempéré chaud, du Jurassique inférieur.

LE MATÉRIEL GÉOLOGIQUE

Deuxième section : Les formations éruptives et métamorphiques

CHAPITRE X

LES FORMATIONS ÉRUPTIVES ET MÉTAMORPHIQUES ANTÉRIEURES A LA PHASE HERCYNIENNE MAJEURE

1. — LE PROBLÈME DES FORMATIONS ANTÉCAMBRIENNES.

J'ai déjà souligné que le métamorphisme de la zone axiale de la Montagne Noire ne pouvait être considéré comme antécambrien, ainsi que l'avaient cru MICHEL-LÉVY et THORAL, puisqu'il monte dans des niveaux variés de l'Antécambrien de Saint-Gervais, que les gneiss atteignent la base du Cambrien de Murat-sur-Vèbre, que les micaschistes se développent aux dépens des calcaires et des schistes acadiens dans les zones de Lacauène, de Cambounès, de l'Ouest du synclinal d'Arfons, etc., enfin que les schistes ordoviciens et viséens paraissent eux-mêmes touchés dans le versant méridional.

Il est cependant impossible d'affirmer qu'il n'existe aucun terrain métamorphique d'âge antécambrien, car on peut toujours admettre, comme je l'avais cru au début de mes recherches, que certains noyaux de la zone axiale auraient été métamorphisés à cette époque. Je dois pourtant reconnaître que l'hypothèse en est gratuite.

Enfin, si la venue du granite du Mendic se rattache, ainsi que je le suppose, à la phase éruptive du Géorgien inférieur, le métamorphisme de contact qui intéresse les terrains antécambriens de sa périphérie daterait lui-même de la base du Cambrien. Tout au plus, pourrait-on supposer le début de la mise en place du granite et le métamorphisme qui en résulte comme d'âge antécambrien très récent.

Nous sommes néanmoins assurés qu'existaient antérieurement des massifs éruptifs de caractère granitique, puisque le matériel sédimentaire antécambrien se montre souvent arkosique; mais il est actuellement impossible de préciser davantage leur nature et leur emplacement.

2. — LES FORMATIONS DE LA BASE DU CAMBRIEN.

Le début du Cambrien correspond incontestablement à une phase éruptive importante, à laquelle il convient d'attribuer probablement le massif granitique du Mendic et ses apophyses, certainement des volcans et des coulées de rhyolites et d'oligoclasites.

Rappelons que, d'après MICHEL-LÉVY, le Mendic, situé dans les Monts de l'Est de Lacauène, est un massif de granite tendant vers la granulite, à quartz bipyramidé, grands cristaux de microcline, cristaux automorphes d'oligoclase-albite et rares lamelles de biotite [paramètres : I. (3) 4. (1) 2. 3], qui a été intimement « schistose » lors de l'orogénèse hercynienne. Ses apophyses laccolitiques (« porphyroïdes » de BERGERON), visibles surtout au Sud, en direction de Graissessac, ont le caractère de microgranite, avec des paramètres très analogues, manifestant seulement une alcalinité un peu supérieure [I. 3. 1 (2). 3].

Les schistes, grès et calcaires antécambriens qui l'entourent ont nettement subi un métamorphisme granitique, avec apparition de cornes à biotite et amphibole et de schistes à andalousite et biotite.

Les rhyolites sont beaucoup plus fréquentes. On les trouve soit en coulées, soit remaniées en galets et débris arkosiques, dans le Lodévois, la plus grande partie des Monts de l'Est de Lacause et les Monts du Sorézois. Les centres volcaniques ne sont pas connus avec certitude; mais on peut supposer que l'un des plus importants se localisait dans le NE du Mendic, sous l'actuel Causse du Larzac.

Elles passent souvent au microgranite, car leurs éléments fins paraissent entièrement cristallins. Tantôt elles renferment très peu de quartz et se rapprochent alors de trachytes quartziques, tantôt le quartz rhyolitique typique est fort abondant. Les feldspaths sont généralement très altérés. Il semble qu'il existe de l'orthose et du microcline plus ou moins albitisés, ainsi que des plagioclases (oligoclase?), certains échantillons renfermant d'ailleurs de la zoïsite et des traînées de calcite pouvant résulter de leur altération. Les éléments colorés (biotite et muscovite, avec chlorite et séricite) sont parfois extrêmement rares.

Des plagioclasesolites sans éléments colorés (anorthosites), dans lesquelles le feldspath paraît être toujours de l'oligoclase plus ou moins proche de l'albite, se trouvent en coulées ou en tufs dans les Monts de l'Est de Lacause (près de Murat-sur-Vèbre, de Brusque et surtout de Rocozels). Dans ce dernier gisement, MICHEL-LÉVY a découvert de grosses boules et sans doute des bombes, qui laissent croire à la proximité immédiate d'un centre volcanique.

Enfin, dans les Monts de Saint-Bresson (Pays vignais), se rencontre aussi une roche éruptive microlitique, trop altérée pour pouvoir être déterminée avec certitude (tufs de dacite ou trachyte?).

En définitive, la base du Cambrien de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales montre l'existence d'un volcanisme non négligeable, quoique moins important que celui qui a été décelé à la même époque dans d'autres régions, comme le Maroc par exemple. On pourrait admettre que ces venues ont suivi la très légère phase tectonique possible à la fin de l'Antécambrien.

3. — LE PROBLÈME DES FORMATIONS ORDOVICIENNES.

M. THORAL a signalé en 1939, et j'ai également admis à cette époque, la présence de rhyolites d'âge caradocien dans le Minervois, ce qui aurait indiqué l'existence d'un volcanisme immédiatement postérieur à la phase taconique de l'orogénèse calédonienne dans la Montagne Noire. Mes observations ultérieures m'amènent à douter de cette hypothèse, car je crois, après étude de ces roches, et bien qu'elles renferment des débris de rhyolites antérieures, qu'il s'agit uniquement de quartzites rouges à grains de quartz du début de la transgression de l'Ordovicien supérieur — Gotlandien.

Par ailleurs, M. ROQUES [27] propose de considérer comme « calédonien » le métamorphisme de la zone axiale de la Montagne Noire, dont nous avons vu qu'il ne pouvait être antécambrien, du moins pour son ensemble. Ses arguments sont les suivants :

— Le métamorphisme est d'âge post-géorgien.

— Il est antérieur à la mise en place du granite hercynien du Sidobre, et aux écaillages hercyniens des Monts de Lacause, qui viennent s'écraser obliquement contre la zone axiale gneissique, plissée à grand rayon de courbure lors d'une phase antérieure.

— M. THORAL a reconnu l'existence d'un soulèvement calédonien, à caractère épirogénique. On ne trouve pas de galets gneissiques à la base du Dévonien, mais cela prouverait seulement que les gneiss n'avaient pas encore été décapés par l'érosion à cette époque.

Une telle hypothèse est séduisante, mais je ne l'admettrai cependant pas et je considérerai ce métamorphisme comme d'âge hercynien, antérieur à la phase tectonique majeure.

En effet, nous verrons que les plis calédoniens sont beaucoup plus violents que ce qu'avait cru M. THORAL et que la phase d'érosion antérieure à la transgression du Caradoc a été très puissante. Il est difficilement vraisemblable, dans ces conditions, que les gneiss ou tout au moins de vrais micaschistes ne soient pas arrivés à l'affleurement et que l'on n'en retrouve pas traces dans les galets si nombreux du Caradoc, où l'échantillonnage des terrains antérieurs est complet.

En outre, j'ai souligné que la transgression paraissait s'être produite dans le versant méridional suivant des lignes Ouest-Est, sensiblement différentes de la direction WSW-ENE de l'axe métamorphique. On voit difficilement une telle possibilité, surtout dans l'Ouest, au droit du Massif de Nore, si une zone axiale, comparable à l'actuelle, avait déjà existé. De plus, un certain métamorphisme du Dévonien et du Dinantien paraît assuré et, bien qu'il ne s'agisse que de la zone « épi », il faudrait admettre une deuxième phase, ce qui, dans l'état actuel des connaissances, revient à une complication gratuite.

Je crois, en définitive, et jusqu'à preuve contraire toujours possible, qu'aucun métamorphisme décelable n'est lié à l'orogénèse calédonienne et qu'aucune éruption ne l'a accompagnée.

4. — LES FORMATIONS DINANTIENNES.

J'ai déjà proposé, plus haut, d'expliquer le dépôt des lydiennes à nodules phosphatés de la base du Dinantien de la Montagne Noire, par l'existence d'un volcanisme peut-être subaérien, peut-être partiellement sous-marin, entre Dévonien supérieur et Viséen.

On connaît, en effet, depuis longtemps, la présence de « porphyrites » dans la zone sur laquelle se sont avancées les écailles de Cabrières, au voisinage des villages de Laurens, Gabian, Vailhan, Neffiès et Cabrières. Leur étude pétrographique m'a montré qu'on a affaire essentiellement à des andésites, souvent fluidales, à plagioclases albitisés et calcifiés, hornblende brune, augite et beaucoup d'apatite, ainsi qu'à des dacites et dacitoïdes analogues aux précédentes, toujours avec beaucoup d'apatite, mais renfermant en outre de la biotite et du quartz souvent poecilitique.

D'après les auteurs antérieurs, et bien que leurs opinions diffèrent sur quelques points, ces porphyrites seraient venues dans la formation schisto-gréseuse viséenne, postérieurement à la mise en place des grandes écailles hercyniennes de Cabrières, puisqu'elles les traverseraient localement et que, tout au moins les plus récentes d'entre elles, intéresseraient la base du Permien transgressif sur toute la région.

J'ai reconnu l'inexactitude de la plupart de ces remarques. Manifestement, les porphyrites sont pourries et rubéfiées en surface, au-dessous des sédiments permien qui les ont remaniées, aux environs de Gabian où le contact est bien visible. D'ailleurs, le remaniement est déjà apparent à la base des quelques témoins stéphanien conservés dans cette même zone.

De même, les écailles de Cabrières ne sont pas traversées par les porphyrites, car elles les recouvrent toujours, dans la région occidentale des affleurements, et la roche éruptive se montre fort broyée, ou « schistosée » par places, au-dessous de la surface de charriage. Dans la région orientale, aux environs de Cabrières, l'interprétation ci-dessus est moins évidente, mais il semble bien que les porphyrites engagées dans les schistes siluriens de la base des écailles soient seulement de petits paquets entraînés lors du chevauchement. En outre, il est exact, que l'on trouve des filons dans les schistes viséens de l'écaille nord, près du Mounio de Villeneuve notamment, mais ce sont des roches assez différentes (dolérites plus ou moins quartziques à biotite et quelques rhyolites), d'âge évidemment post-viséen.

Dans la région occidentale des grands affleurements de porphyrites, on reconnaît qu'au-dessous de la surface de charriage des écailles de Cabrières elles sont toujours en contact avec la seule formation schisto-gréseuse viséenne. Mais ce contact paraît le plus souvent anormal : Les porphyrites ont glissé sur les schistes, fait qui, ajouté à leur mauvaise conservation générale, rend difficile d'être affirmatif sur leurs rapports. Cependant, les affleurements de porphyrites isolés et de faibles dimensions se présentent plutôt comme des paquets engagés dans les schistes que comme des filons les traversant. Il semble même, en quelques points, que les schistes gréseux renferment des débris de porphyrites et que le passage soit presque graduel des uns aux autres.

De plus, il convient de rappeler le fait important que la formation schisto-gréseuse dinantienne, substratum des écaïlles de Cabrières, fait partie intrinsèque de la série renversée de la nappe des Monts de Faugères, de telle sorte que les porphyrites, qui reposent sur les schistes sans doute normalement malgré les petits glissements observés, doivent être considérées comme plus anciennes qu'eux, donc antéviséennes ou tout au plus du Viséen inférieur.

Un tel raisonnement n'aboutit évidemment pas à la certitude que donnerait l'observation de porphyrites franchement intercalées entre Dévonien et Dinantien. La probabilité paraît cependant grande pour l'âge que j'indique.

De la silice et du phosphate de chaux (provenant de l'apatite) ayant été libérés abondamment par la venue volcanique à cette époque, on s'explique les changements survenus dans les conditions de sédimentation et le dépôt des lydiennes à nodules phosphatés au lieu des calcaires noduleux rencontrés auparavant et encore un peu après. Il est d'ailleurs intéressant de noter, comme confirmation de cette manière de voir, que les lydiennes sont spécialement développées dans le Sud des Monts de Faugères et dans les écaïlles de Cabrières, précisément au voisinage de la zone où nous voyons actuellement les porphyrites, tandis qu'en nous éloignant vers le Nord les lydiennes diminuent d'importance et se fondent dans la série calcschisteuse (fig. 33).

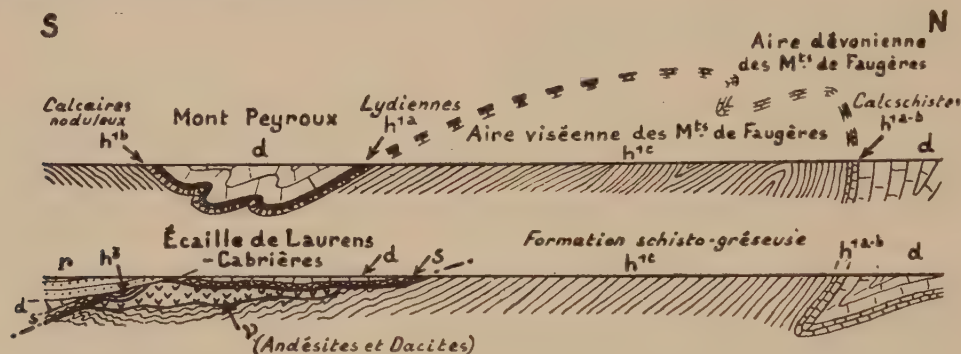


Fig. 33. — Coupes schématiques situant les lydiennes et les porphyrites dinantiennes du versant méridional de la Montagne Noire (Flanc inverse de la nappe des Monts de Faugères, sous l'écaïlle sud de Cabrières, le Stéphanien et le Permien transgressifs)

s = Silurien; d = Dévonien; h¹ᵃ = Lydiennes à nodules phosphatés; h¹ᵇ = Calcaires à *Prolecanites* et calcaires à colonnes; h¹ᶜ = Formation schisto-gréseuse du Viséen; h³ = Stéphanien; r = Permien; v = Porphyrites.

D'autres types de roches éruptives, notamment des granites, ont dû se mettre en place avant le Viséen ou au début de cette période, dans la même région sud-est de la Montagne Noire.

En effet, les grès et poudingues intra-viséens renferment une proportion parfois surprenante d'éléments éruptifs d'une rare fraîcheur, prouvant un transport très réduit ou presque nul. Il ne peut s'agir, en tout cas, d'éléments provenant des terres émergées à matériel antécambrien ou cambrien inférieur, situées, semble-t-il, assez loin au Nord, ni du remaniement d'éléments inclus dans des séries sédimentaires antérieures.

Près de la ferme du Temple (SW de Cabrières), j'ai notamment découvert, au milieu des schistes viséens, une arkose ayant presque l'aspect d'un granite légèrement écrasé. Comme l'essentiel des granites de la Montagne Noire s'est mis en place à la fin de la phase hercynienne majeure, post-viséenne, ils ne peuvent expliquer non plus ces résidus arkosiques.

Par conséquent, il est certain que des venues granitiques, assez modestes, il est vrai, se sont produites dans la Montagne Noire dès le début du Dinantien et il est très probable que des porphyrites (andésites et dacites) ont vu le jour à peu près à la même époque, plus ou moins concomitante d'une phase tectonique hercynienne prémonitoire (bretonne?).

CHAPITRE XI

LES FORMATIONS ÉRUPTIVES ET MÉTAMORPHIQUES DE LA PHASE HERCYNIEUNE MAJEURE

1. — LES SCHISTES CRISTALLINS.

Les schistes cristallins de la Montagne Noire ont été récemment décrits par M. ROQUES [27]. Cependant, je n'adopterai pas le principe de sa nomenclature, ni la plupart de ses conclusions, qui me paraissent ne pas tenir suffisamment compte des conditions tectoniques et des rapports entre les unités étudiées. Par contre, je ne puis mieux faire que de renvoyer à son étude pétrographique précise.

Pour les Cévennes méridionales, A. DEMAY a publié plusieurs notes qui ne modifient guère les connaissances antérieures, dues surtout à BERGERON et FABRE.

J'essaierai de me dégager autant que possible de tout esprit de système et d'employer une terminologie simple, en accord avec ce que j'ai vu seulement.

a) Affleurements et extension. — On pourrait dire, sans exagérer beaucoup, que la totalité de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales est formée par des schistes cristallins correspondant à des zones plus ou moins profondes.

La zone cata (gneiss) est représentée dans la plus grande partie de l'axe métamorphique de la Montagne Noire et se poursuit, à profondeur sans doute médiocre, dans le versant septentrional, où elle reparaît localement dans le dôme de Labessonié. Elle est inconnue dans les Cévennes méridionales, où les gneiss que nous aurons à étudier paraissent provenir uniquement de l'injection lit-par-lit des schistes par un magma granitique.

La zone méso (micaschistes) entoure étroitement les gneiss de la Montagne Noire et de Labessonié, en débordant un peu sur le versant méridional et, plus largement, sur le versant septentrional. Dans les Cévennes méridionales, elle n'est pas représentée d'une façon nette, bien qu'il y ait tendance à s'en rapprocher vers le Nord.

La zone épi (schistes sériciteux) paraît développée dans toutes les régions des versants méridionaux et septentrionaux de la Montagne Noire où les zones précédentes ne règnent pas, ainsi que dans la totalité des Cévennes méridionales. Sans doute, la séricite et même la muscovite que l'on trouve presque partout ne constituent-elles pas des preuves absolues de métamorphisme, mais leur abondance et leur liaison avec les zones de métamorphisme plus poussé paraissent autoriser cette généralisation, sans que l'on soit normalement obligé de faire appel à des métamorphismes hydrothermaux tardifs, dont le caractère est nécessairement plus local.

b) **Les gneiss.**(ζ) — Nous avons vu, dans les généralités géographiques, la division de la zone axiale de la Montagne Noire en plusieurs noyaux gneissiques : Massif de l'Agout, massif de Nore, massif du Cabardès, avec ses annexes de l'anticlinal des Cammazes et du petit massif de Saint-Ferréol. A vrai dire, il ne s'agit que d'un seul ensemble, rendu discontinu par des abaissements axiaux et des failles récentes, auquel il convient d'adjoindre le noyau de gneiss à muscovite de Labessonnié, isolé dans le NW du versant septentrional.

En règle générale, on a affaire à des paragneiss à deux micas, à anorthose (1) (parfois avec microcline) et oligoclase (passant tantôt à l'albite, tantôt à l'andésine), avec zircon et apatite, quelquefois des grenats. Ils se présentent souvent sous l'aspect oëillé (porphyroblastes d'anorthose maclé Carlsbad), surtout dans les zones proches de la périphérie des massifs.

La schistosité est habituellement parallèle à l'allongement des massifs, c'est-à-dire WSW-ENE, sauf au voisinage des bordures transversales à cette direction, lorsque les contacts avec la zone des micaschistes sont normaux.

Près de toutes les bordures, il arrive que la muscovite prédomine et qu'elle se montre plus récente que la biotite, lorsque celle-ci a souffert des conditions tectoniques. Au contraire, vers le centre des massifs, qui correspond aux zones de gneiss les plus profonds (massif du Cabardès et la plus grande partie du massif de l'Agout), la biotite devient prépondérante, en même temps que se développent la cordiérite et la sillimanite et que la roche, moins régulièrement litée, passe à des gneiss granitoïdes ou même des granites d'anatexie, sans contours définis ($\zeta\gamma^1$). Les feldspaths de ces granites paraissent de composition identique à ceux des gneiss, quoique les plagioclases soient plus fréquemment zonés et qu'ils n'atteignent jamais la taille des yeux d'anorthose des gneiss francs.

Des écrasements, parfois suivis de recristallisations, sont sensibles dans les gneiss et les granites gneissiques en plusieurs régions : D'abord, la totalité de la limite nord du massif de l'Agout, suivant des zones parallèles à la faille hercynienne, reprise au Tertiaire, des Monts du Sud de Lacauze; ensuite, au voisinage de la faille hercynienne de Fontiers-Cabardès; enfin, mais moins fortement et d'une façon discontinue, au Nord du massif de Nore, près de la faille tertiaire de Mazamet, ainsi que le long de la faille hercynienne limitant l'anticlinal des Cammazes et dans le massif de Saint-Ferréol.

Il convient de noter, en outre, le développement important des granulites et des granites pegmatitiques, ou plus rarement aplitiques, près des zones de bordure du massif de l'Agout, ainsi qu'en son centre, près de La Salvetat. Sauf dans la région NW et près de La Salvetat, où ces roches forment des filons parfois bien individualisés (γ^2), il est tout à fait illusoire de vouloir les cartographier et ceux qui figurent sur les feuilles de Castres et de Bédarieux ne correspondent habituellement à rien de réel. Il s'agit plutôt d'une injection diffuse, par de multiples filonnets, dans les zones de la masse gneissique où se sont fait sentir au maximum les efforts orogéniques hercyniens ($\zeta\gamma^2$). Elle manifesterait sans doute un « apport fumerollien », mais surtout un remaniement d'une partie du matériel des gneiss, après dislocation et pressions tangentielle, lorsque la masse gneissique actuellement à l'affleurement avait déjà pris sa structure générale en anticlinal. On retrouve des roches analogues, mais en abondance moindre et sans localisation aussi évidente, dans le massif de Nore et l'Ouest du Cabardès où les compressions ont d'ailleurs été plus faibles.

Il existe enfin, dans les massifs gneissiques, des roches différentes qui méritent une mention. Ce sont d'abord des micaschistes ou des grès et schistes métamorphisés, comme ceux d'Héric, de Fraïsse, de La Salvetat ou de Cambounès, pour le massif de l'Agout. M. ROQUES les interprète comme des « septa » non migmatisées dans sa zone des anatexites. Je crois, avec BERGERON, qu'il s'agit au contraire de fonds de synclinaux plus ou moins pincés lors du plissement des gneiss. La bande d'Héric, qui s'élargit dans l'Est vers la cuvette synclinale de Saint-Gervais, ainsi que les replis voisins de Cambounès où le Géorgien est conservé, me paraissent à cet égard fort démonstratifs.

(1) Déterminé par M. ROQUES, grâce à l'emploi de la platine de Fédoroff, ce feldspath ne pouvant être distingué de l'orthose par les méthodes micrographiques courantes.

Ce sont ensuite des calcaires, transformés en cipolins près de Nages et de La Salvétat ($c^2\zeta$); des amphibolites (8) toujours proches de la zone des micaschistes, près du Roc de Montalet (Nord du massif de l'Agout), dans les Gorges d'Héric (1) (SE du massif de l'Agout), à Sales (2) (Est du massif de Nore), en de nombreux points le long de l'anticlinal des Cammazes où leur passage au calcaire est évident; des éclogites à Pont-de-l'Arn (SW du massif de l'Agout); enfin une diorite quartzifère, à amphibole, mica noir et probablement labrador (η), passant latéralement à une amphibolite, à Lamontélarié et près de Secun (massif de l'Agout).

J'ai déjà indiqué que j'admettais, avec BERGERON, qu'une grande partie au moins de ces roches provenait du métamorphisme plus ou moins poussé de calcaires cambriens, bien reconnaissables, par ailleurs, dans la zone des micaschistes.

M. ROQUES a donné quelques analyses de gneiss. Voici leurs paramètres de LACROIX :

Massif de l'Agout

Gneiss granitoïde à cordiérite de Lamontélarié	I. 3'. 2. 3'
Gneiss œillé à deux micas des Gorges d'Héric	I'. (3) 4. 2. 3

Massif de Nore

Gneiss à deux micas de la basse vallée de l'Arnette	I. 3. 1. (2) 3
Gneiss à deux micas de la haute vallée de l'Arnette (Fournès)	I'. 3. (1) 2. '3

Toutes ces roches ont la composition de granites hololeucocrates calco-alcalins, parfois un peu plus potassiques que sodiques. Nous verrons qu'elles ne présentent guère de différences avec les massifs granitiques de la même région.

c) **Les micaschistes (ξ).** — Les micaschistes francs, à mica noir, avec ou sans muscovite, forment des auréoles presque régulières, aux anomalies tectoniques près, autour des massifs gneissiques. Leur puissance ne paraît guère excéder un millier de mètres dans les régions où leur développement est normal (Est et Ouest de la zone axiale, dôme de Labessonnié); par contre, ils sont souvent réduits à quelques centaines de mètres ou même supprimés dans les régions écrasées du Sud et du Nord du massif de l'Agout notamment.

En règle générale, le passage des gneiss aux micaschistes se réalise par une série d'alternances de bancs franchement gneissiques et de bancs micaschisteux ($\xi\zeta$). Il n'y a pas lieu de considérer que l'on a affaire à des replis de couches, comme cela résulterait de l'interprétation de la feuille géologique de Castres (BERGERON), près de Miraval-Cabardès où le phénomène est remarquablement développé, ni de croire, avec M. ROQUES, que cela prouve la montée d'un « front de migmatites » jusque dans les micaschistes de cette zone, puisque le passage est identique sur de grandes distances, pour ne pas dire partout, et qu'il a d'ailleurs été décrit en bien d'autres régions que la Montagne Noire.

Les injections de granulite-pegmatite, signalées à propos des gneiss, se rencontrent encore dans cette zone sur les bordures du massif de l'Agout ($\xi\zeta\gamma^2$), tandis qu'on n'en trouve guère dans les micaschistes francs, dont le matériel ne pouvait permettre une semblable remise en mouvement.

(1) Selon ANGEL (in Von GAERTNER [19]), ces dernières résulteraient de la transformation d'une péridotite et non de calcaires.

(2) Citons, comme curiosité, au Nord du hameau de Sales, une roche formée uniquement de microcline, avec un peu de muscovite, sans quartz. Par ailleurs, malgré des recherches attentives, je n'ai pas retrouvé l'amphibolite signalée à Fonbruno, dans les schistes sériciteux de l'Ouest du massif de Nore, où sa présence serait d'ailleurs curieuse.

La composition minéralogique des micaschistes montre quelques variations intéressantes, car on peut, mieux que dans les gneiss, reconnaître la nature du sédiment originel. A côté de la biotite, riche en zircons, parfois seule dans les zones inférieures, mais le plus souvent accompagnée de muscovite et de séricite, on trouve des grenats, de l'andalousite, de la staurotide, de la magnétite et, plus rarement, de la tourmaline. Les grenats sont surtout développés à la bordure méridionale du massif de Nore, dans l'extrémité occidentale du synclinal d'Arfons (Sorézois), ainsi que dans le Nord du massif de l'Agout. L'andalousite paraît plus constante encore, mais de beaux cristaux s'observent principalement dans la zone du détroit de Lacombe (où un métamorphisme granitique postérieur l'a sans doute développée), dans le SE du massif de Nore, ainsi que dans le Nord du Massif de l'Agout. La staurotide m'a paru abondante dans l'Ouest et l'Est du massif de Nore, dans l'Est et plus accidentellement le Nord du massif de l'Agout. La magnétite, en très petits grains, se trouve un peu partout. J'ai observé de la tourmaline surtout dans l'Ouest et le Nord du massif de l'Agout, ainsi que, très abondamment, dans une passée des micaschistes du NW du massif de Labessonié.

J'insisterai davantage sur le fait que dans les régions orientales et septentrionales du massif de l'Agout, où le métamorphisme s'est produit aux dépens de sédiments de l'Antécambrien ou du Cambrien inférieur très gréseux (alors qu'ils sont plus schisteux ailleurs), les « mica-schistes » passent aux « mica-grès » que sont les « leptynites » décrites par Alb. MICHEL-LÉVY. Les grains de quartz s'y montrent beaucoup plus abondants et l'aspect de la roche change légèrement. Elle est plus dure et plus régulièrement litée, avec des plissements bien plus rares. La muscovite y prédomine souvent sur la biotite, quoique l'on soit toujours dans la même zone de métamorphisme. Vers le bas, ces leptynites passent d'ailleurs régulièrement à des gneiss leptynitiques à grain fin, par apparition de feldspaths (oligoclase) et développement de la biotite.

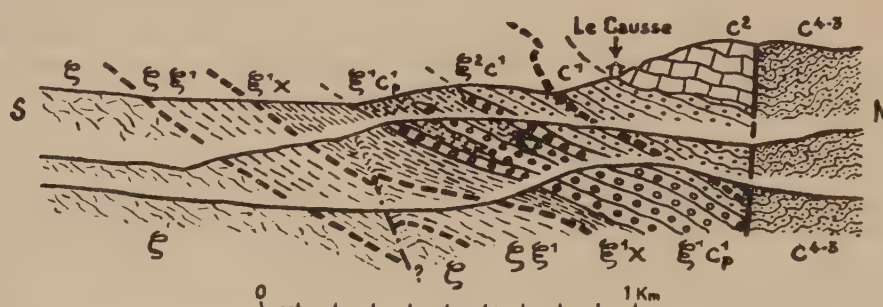


Fig. 34. — Coupes en coulisses de la région de Murat-sur-Vèbre suivant les méridiens Lambert, 640, 641 et 642

ζ = Gneiss ; ζ¹ = Alternances de Gneiss et micaschistes ; ζ² = Micaschistes ; ζ³ = Séricitoschistes ; x = Antécambrien ; c¹ = Poudingue de base du Cambrien ; c² = Grès de Marcory ; c³ = Calcaires à *Archæocyathus* ; c⁴-⁵ = Acado-Potsdamien.

La zone des micaschistes pénètre largement dans les terrains cambriens. On peut observer notamment le phénomène dans une grande partie du synclinal d'Arfons, surtout au SW où les calcaires deviennent des cipolins micacés (biotite et muscovite) ou grenatifères. Dans l'Ouest de Lacaune, la formation schisto-gréseuse de Marcory et les schistes acadiens sont riches en biotite, muscovite, phlogopite, andalousite et tourmaline ; les calcaires à *Archæocyathus* devenant eux-mêmes très cristallins, avec apparition de minéraux silicatés comme des pyroxènes et surtout des amphiboles (pargasite selon MICHEL-LÉVY). A Murat-sur-Vèbre, où les gneiss atteignent la base de la formation détritique du Cambrien inférieur, on observe l'alternance de bancs arkosiques discontinus, plus ou moins recristallisés, et de vrais mica-schistes, les zones de métamorphisme n'étant d'ailleurs pas exactement parallèles à la stratification (fig. 34). A la périphérie du dôme de Labessonié, les micaschistes débordent aussi les calcaires cambriens, jusque dans les schistes acadiens au moins.

M. ROQUES n'a donné qu'une seule analyse de micaschiste, qui, calculée en paramètres de LACROIX, aboutit au résultat suivant :

Micaschiste à biotite de l'entrée des Gorges d'Héric (massif de l'Agout)... II. 3. 1. 2 (3) ce qui serait à peu près la composition d'une roche sédimentaire. Partant de ce principe, M. ROQUES propose d'admettre que pour passer aux gneiss de la même région il a fallu l'intervention d'un « ichor » calco-alcalin leucocrate.

d) **Les schistes sériciteux.** — La limite supérieure des micaschistes est fort délicate à définir, le passage étant très progressif vers des schistes à grains de quartz non ou peu recristallisés mais glandules fréquents, renfermant encore accidentellement du mica noir (ξ^1), puis ceux où le caractère détritique est plus net, dans lesquels la séricite domine, avec parfois de la chlorite, mais encore assez fréquemment de la muscovite (ξ^2), aussi les contours cartographiques, même dans les régions où n'intervient aucun brouillage tectonique (Sud du massif de Nore par exemple), n'ont-ils qu'une valeur approximative.

Ajoutons qu'il subsiste parfois dans les schistes de l'andalousite et de la tourmaline, qu'on y rencontre avec une grande fréquence des passées graphiteuses, mais que, par contre, les calcaires ne sont plus transformés ou seulement très peu.

Dans la Montagne Noire, la séricite, passant plus ou moins à la muscovite, abonde dans tout le versant septentrional, au delà des zones de métamorphisme méso et cata. Elle règne notamment dans l'ensemble de l'Albigeois schisto-cristallin. Dans le versant méridional, où les calcaires cambriens et dévoniens couvrent de grandes surfaces, on a davantage tendance à oublier cet épimétamorphisme. Avec un peu d'attention, on reconnaît cependant sa présence dans presque toutes les régions schisteuses, bien qu'il soit parfois difficile de déterminer la part des séricites et muscovites anciennes, remaniées dans les sédiments, de celle qui revient à des néogénèses. De la muscovite fraîche existe pourtant dans les grès de Marcory, les schistes cambriens et siluriens des Monts de Pardailhan, ainsi que dans la formation schisto-gréseuse viséenne des Monts de Faugères, ce qui semble bien démontrer l'âge post-viséen du métamorphisme général.

Dans les Cévennes méridionales, en dehors des zones visiblement touchées par le métamorphisme de contact ou d'injection des granites, on trouve de même presque partout de la séricite et de la muscovite, parfois accompagnées de chlorite (jusque dans le Silurien du Sud du Pays viganais) ou d'andalousite et de tourmaline en fins cristaux. J'ai observé, en outre, de la biotite et peut-être des feldspaths naissants, au voisinage de Saint-Germain-de-Calberte, en plein milieu de l'aire occupée par les schistes compréhensifs, ainsi que vers le NE du Pays cévenol, ce qui prouve, localement, l'existence d'un métamorphisme plus poussé. Par ailleurs, les minces passées calcaires, présumées cambriennes, du versant sud de l'Aigoual, sont entièrement recristallisées, bien que l'on n'ait affaire dans cette zone qu'à des schistes sériciteux passant à peine aux micaschistes.

Quoi qu'il en soit de ces variations locales, l'ensemble des Cévennes méridionales doit être rangé dans la zone des schistes épimétamorphiques et l'on n'observe guère de variation significative que vers le NE, de part et d'autre de la bande gneissique d'Alès-Largentièrre (Cézarenque), où des micaschistes francs, à grenats, se sont développés en liaison évidente avec l'injection granitique qui a provoqué la genèse des gneiss.

2. — LES GRANITES (1).

a) **Affleurements et extension** — Les granites hercyniens couvrent d'assez grandes surfaces dans la Montagne Noire et les Cévennes méridionales. Pour la première de ces régions, leurs massifs se localisent dans la zone axiale (massifs de Lampy, des Martyrs, d'Anglès du Soulié et de La Salvétat, en plus des zones de gneiss granitoïdes ou granites diffus du Cabardès et de l'Agout), ainsi que dans le versant septentrional (massif du Sidobre, célèbre par ses chaos de blocs arrondis et massif de la Devèze), et sont tous orientés en direction WSW-ENE, parallèlement à la zone axiale métamorphique.

Pour la seconde région, ils forment deux grands massifs principaux, orientés Ouest-Est : celui du Saint Guiral — Liron au Sud, avec sa forte apophyse de l'Aigoual vers le NW, et son prolongement sous le Secondaire jusque vers Anduze et Alès dans l'Est ; celui du Mont Lozère, à la limite nord de la région étudiée.

(1) Notation adoptée : γ^1 = Granites ; γ^2 = Granulites-Pegmatites ; γ^3 = Microgranites-Rhyolites.

Cependant, la présence du granite à faible profondeur se manifeste à d'autres endroits. Dans le NW de la Montagne Noire, deux petits pointements de granite à tendance microgranitique existent près du Sidobre (La Fabrie, Guzanes). On en retrouve à l'Est de Réalmont (La Fenasse), dans la vallée du Lézert et jusque très au Nord, près de la vallée du Tarn. Dans le NE des Monts de Lacaune, à côté du massif de la Devèze, les filons de microgranite-rhyolite sont innombrables sur une vingtaine de kilomètres du SW au NE. L'étude des anomalies de la gravité (P. LEJAY) prouve d'ailleurs que le magma granitique doit se trouver très près de la surface dans toute cette région.

Dans les Cévennes méridionales, le massif du Saint-Guiral se relie presque au massif du Lozère par les granites de l'Aigoual, puis un long alignement subméridien de filons variant entre le granite, le microgranite et la rhyolite, qui court depuis l'Ouest du Pompidou, par Barre-des-Cévennes, jusqu'à la Montagne de Ramponenche. Un autre alignement subméridien, situé dans l'Est, dénote l'existence du granite à faible profondeur, depuis les granites d'Alès, les filons de microgranite-rhyolite de l'Ouest de Soustelle, puis les gneiss d'injection de la Cézarenque. D'autres alignements, de direction Ouest-Est ceux-ci, correspondent aux zones granitisées du Nord du Pays viganais, ainsi qu'aux gneiss et micaschistes d'injection de l'Estréchure et d'Aire-de-Côte, qui joignent le granite de Saint-Jean-du-Gard (NE du massif du Liron) à celui de l'Aigoual.

b) Composition minéralogique et pétrographique. — Tous les granites de la Montagne Noire présentent d'assez grandes analogies minéralogiques et pétrographiques. Ce sont des roches à grains moyens, assez riches en quartz à formes souvent rétractées, avec orthose, mais surtout microcline et oligoclase zoné passant à l'andésine, biotite abondante, accompagnée parfois de muscovite, plus un peu d'apatite et de zircon.

Le granite de La Salvetat, à mica noir presque seul, prend fréquemment un aspect porphyroïde et se distingue difficilement des gneiss granitoïdes de sa périphérie. Celui d'Anglès, à grain normal, renferme un peu de muscovite et celui du Soulié, fort semblable, en contient davantage. Les massifs des Martys et de Lampy, quasi identiques, renferment uniquement de la biotite, sauf localement dans certaines zones de bordures où ils peuvent prendre un caractère aplitique, avec muscovite. L'orthose y semble assez fréquente, mais les plagioclases zonés paraissent arriver quelquefois au labrador. Le granite du Sidobre ne présente aussi de la muscovite que très exceptionnellement sur ses bordures. Surtout vers le SE, ce massif, moins régulier et riche en grandes enclaves ou zones non digérées, montre une tendance nettement microgrenue. Son grain est d'ailleurs légèrement porphyroïde sur toute sa périphérie, tandis qu'il est plus régulièrement moyen et homogène vers le centre (région entourée par un tireté sur la carte fig. 35).

Enfin, le massif de la Devèze, très petit, est souvent constitué davantage par un microgranite orthosique à biotite que par un granite franc. Nous verrons d'ailleurs qu'il se prolonge en tous sens par des filons de microgranite-rhyolite.

L'orientation générale WSW-ENE se traduit non seulement par l'allongement des massifs, mais encore souvent par un clivage, un litage et des alignements de zones écrasées suivant cette direction. J'ai reconnu notamment des écrasements ou de faibles broyages au Nord du massif de La Salvetat, dans le massif d'Anglès, presque partout dans le massif des Martys et dans celui de Lampy, ainsi qu'à la bordure SE du Sidobre. Le litage de ce dernier massif est bien connu des carriers, qui l'utilisent pour faire éclater les blocs à exploiter pour pierre d'ornementation. Je dois cependant reconnaître que cette importante question, qui pourrait donner des clartés utiles à la compréhension de la mise en place des granites de la Montagne Noire, n'a été qu'effleurée jusqu'à maintenant.

Dans les Cévennes méridionales, les granites sont de même très semblables entre eux, mais diffèrent légèrement de ceux de la Montagne Noire. Ils s'en distinguent surtout par leur texture porphyroïde très générale, due à la profusion de grands cristaux d'orthose, habituellement maclés Carlsbad, dont les dimensions atteignent 10 à 12 centimètres. Néanmoins, il sont aussi essentiellement riches en biotite, presque toujours seule, et renferment un peu de microcline, beaucoup d'oligoclase parfois zoné, du quartz souvent granulitique, de l'apatite, du zircon et du sphène.

Sur les bordures des massifs, il arrive assez fréquemment que l'on passe à une roche microgrenue, avec association micropegmatitique du quartz et du feldspath, dans laquelle le mica blanc est moins rare. Ce sera notamment le cas du Nord et du Sud du Lozère, ainsi que des limites de la zone schisteuse de Costeilades, au NE de ce massif, des nombreuses apophyses du SE et du NE de l'Aigoual, du Sud du Saint-Guiral-Liron, enfin du petit massif d'Alès.

Des zones légèrement écrasées, parallèles à l'allongement ouest-est des massifs principaux, se trouvent en d'assez nombreux endroits. Les principales que j'ai reconnues sont à la limite nord du Lozère et à la limite sud du Saint-Guiral - Liron, où le litage du granite en gros bancs de constitution un peu différente les uns des autres est en outre très net. Des écrasements d'un autre ordre s'observent le long de la faille de Villefort, qui limite le granite du Lozère, à l'Est, et dans les témoins, repris par la tectonique tertiaire, des granites d'Alès et d'Anduze.

Je dois ajouter que l'examen stéréoscopique des photos d'avion, prises en 1946 par l'Institut Géographique National et qui couvrent le massif du Saint-Guiral - Liron à l'Est du méridien du Vigan, m'a permis de reconnaître nettement un système de cassures conjuguées SW-NE et NW-SE. Les premières dominent à l'Ouest de la vallée de l'Hérault; les secondes sont innombrables dans le Liron proprement dit, entre Saint-Martial et Soudorgues. Je ne puis dire s'il s'agit de disjonctions propres, en quelque sorte, au massif lui-même et pouvant alors dater de l'époque de sa consolidation, ou bien du résultat des compressions et distensions tertiaires.

c) **Composition chimique.** — Nous ne possédons que les très rares analyses publiées par LACROIX (1), Alb. MICHEL-LÉVY (2) et M. ROQUES [27], auxquels je renvoie pour le détail, en me bornant à reproduire les paramètres de LACROIX qui en résultent :

Montagne Noire

Granite d'Anglès [M. R.]	I (II). 4. 2. 3
Granite du Sidobre [Lx]	I'. 4. 2 (3). 3
Granite du Sidobre (Ferrières) [M. R.]	I'. 4. 2'. 3'
Granite du Sidobre (Peyro Clabado) [A. M.-L.]	I'. 4. 2. 3'

Cévennes méridionales

Granite de l'Aigoual [A. M.-L.]	I'. 4 (5). (1) 2. 3
---------------------------------------	---------------------

Compte tenu des variations locales, on peut reconnaître que tous ces granites présentent des compositions chimiques très voisines. Il s'agit toujours de roches hololeucocrates, tendant vers leucocrates, quartziques, mais sans grand excès de silice, surtout pour l'Aigoual, calco-alcalines, mais à feldspaths alcalins dominants, surtout dans l'Aigoual, enfin à peu près également potassiques et sodiques.

L'étude pétrographique faisait déjà prévoir ces analogies et ces différences, de telle sorte que, malgré les renseignements chimiques insuffisants, il est permis de généraliser en disant que les granites des Cévennes sont moins quartziques et plus riches en orthose que ceux de la Montagne Noire.

Par comparaison avec les analyses indiquées pour les gneiss de la Montagne Noire, on remarque que granites et gneiss ont sensiblement la même composition, la seule différence résidant dans une proportion de feldspath par rapport au quartz un peu supérieure dans les granites, notamment, bien entendu, pour celui de l'Aigoual.

(1) Minéralogie de Madagascar, t II, p. 237.

(2) Données comparatives sur les compositions chimique et minéralogique des granites du Mendic, du Sidobre et de l'Aigoual (Montagne Noire et Cévennes méridionales), B. S. G. F., (5), t. IX, 1939, p. 93.

d) **Cortège filonien.** — On n'observe qu'assez rarement des filons au sein des massifs granitiques de la Montagne Noire, tandis que les pegmatites et aplites sont fréquentes dans ceux des Cévennes méridionales, notamment dans le Saint-Guiral-Liron.

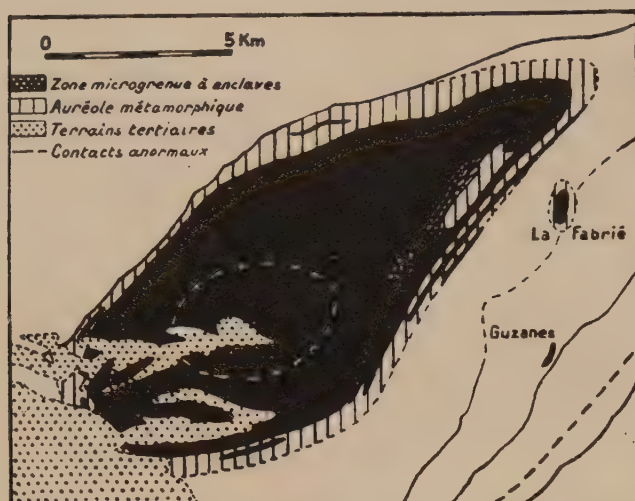


Fig. 35. — Le massif granitique du Sidobre et ses satellites

Le tireté blanc limite la zone granitique centrale
Échelle de 1/200.000^e

Les satellites filoniens, de caractère microgrenu ou microlitique, plus rarement aplitique ou pegmatitique, sont nombreux partout à la périphérie des massifs et souvent assez loin d'eux.

Dans la Montagne Noire, il est difficile de les distinguer pour les massifs situés au sein des gneiss granitoïdes de l'Agout, car ils gardent l'aspect grenu des roches de profondeur. Par contre, on peut déjà les cartographier à la périphérie du massif des Martyrs et de celui de Lampy, où leur allongement est toujours parallèle à celui des massifs. Il en est de même autour du Sidobre (fig. 35), où l'on a surtout affaire à des microgranites et des aplites. MICHEL-LÉVY a donné l'analyse d'un microgranite de Rolland (NW du Sidobre), dont les paramètres [I". 4. (1) 2. 3] sont très voisins de ceux du massif lui-même. La sortie isolée de Guzanes, au SE du Sidobre, les granites de Réalmont et du Lézert ont aussi, le plus souvent, le caractère d'un microgranite passant à la rhyolite, où le mica noir domine toujours, mais où la muscovite abonde par places. La fréquence des filons de microgranite-rhyolite s'avère plus grande encore dans tout l'Est des Monts de Lacaune où le pays est littéralement lardé par eux (fig. 36). Leurs constituants demeurent ceux du granite et leur liaison avec celui-ci est évidente de part et d'autre du petit massif de la Devèze. Ils se montrent spécialement nombreux au voisinage des accidents tectoniques ou à la limite des roches sédimentaires différentes, ces divers

Nous avons vu que la bordure de ce massif, surtout au Nord du Vigan, présentait un grand nombre de zones écrasées. Il est probable que c'est à la même influence tectonique, en plus de la fissuration normale de retrait, qu'est due l'abondance de ces filons complémentaires, mis en place avant achèvement complet de la consolidation.

Le massif du Lozère est en outre lardé, surtout au Nord et à l'Est, par des filons de granulite-pegmatite, assez comparables à ceux des gneiss de la Montagne Noire. Comme pour ces derniers, il semble que leur localisation corresponde à celle des zones qui ont eu à souffrir de compressions et distensions importantes. Dans l'Est du Lozère, leur parallélisme relatif à la faille de Villefort, dont nous verrons qu'elle représente un accident hercynien tardif, et les injections granulitiques qui jalonnent la faille elle-même vers le Nord, confirmeraient ce point de vue.



Fig. 36. — Le massif granitique de la Devèze et son cortège filonien

Échelle de 1/200.000^e

types de contact ayant toujours guidé leur progression. Suivant les points, ils se présentent néanmoins comme des dykes recoupant les sédiments ou au contraire comme des filons-couches interstratifiés. Leur état d'altération est presque toujours plus grand que celui des massifs, de telle sorte que, près de Rocozels notamment, il est aisé d'en extraire de remarquables orthoses en cristaux simples ou maclés Carlsbad et des quartz bipyramidés (1).

Dans le Pays viganais, les microgranites-rhyolites sont fréquents au Sud du Massif Saint-Guiral - Liron et se présentent sous plusieurs aspects. D'abord, on trouve quelques filons parallèles à la bordure du massif et à faible distance de celle-ci (région de Saint-Roman-de-Codières par exemple). Ensuite, on reconnaît une zone arquée, située en avant du front de la nappe du Vigan, où se succèdent de l'Ouest à l'Est : entre Arre et Mars, une aire schisteuse injectée de rhyolite diffuse, à micas noir et blanc, souvent prédominante sur les schistes; entre Bréau et Serres, et plus rarement au NW du Vigan, de petits pointements isolés, à tendance microgranulitique (biotite en premier temps, muscovite en deuxième) au NE du Vigan, une longue arête schisteuse ouest-est imprégnée de rhyolite diffuse, enfin des petits filons de microgranite-rhyolite, plus ou moins alignés jusqu'au delà de Pont-d'Hérault. Par ailleurs, j'ai trouvé, dans la région de Saint-Laurent-le-Minier, à la limite tectonique entre calcaires cambriens et dévoniens, près des mines de Malines, une roche curieuse, sans éléments colorés, ayant l'aspect d'une aplitite, mais qui pourrait être une rhyolite plagioclasiqie écrasée, injectée dans le contact avant la fin du mouvement.

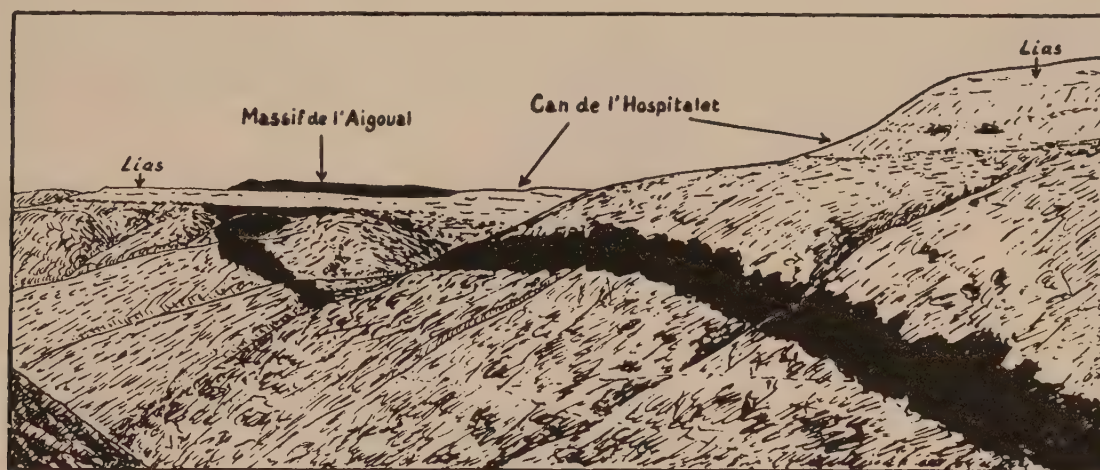


Fig. 37. — Filon de microgranite-rhyolite, joignant le massif de l'Aigoual au massif du Lozère, vu de Barre-des-Cévennes vers le Sud

Dans le Pays cévenol, le plus beau cortège filonien s'observe entre l'Aigoual et le SW du Lozère. A l'Aigoual même, ainsi qu'au Nord, surtout entre Rousses et Bassurels, le granite passe à des microgranites et ceux-ci à des rhyolites injectées fréquemment en filons-couches dans les schistes encaissants. La composition de la roche reste assez constante malgré la variation de taille des cristaux. On a toujours de grandes orthoses, quelques microclines, de l'oligoclase très fréquemment zoné et du mica noir dominant ou seul. Plus au Nord, au delà du témoin jurassique de la Can de l'Hospitalet vers Barre-des-Cévennes, on n'a plus qu'un gros dyke complexe, lançant quelques apophyses latérales (fig. 37). Dans les endroits où il est le plus épais, son cœur demeure un microgranite normal, mais lorsque sa puissance décroît (10 à 50 mètres), le cœur devient une rhyolite souvent globulaire, à micas noirs et rares grands feldspaths très altérés, tandis que ses bords passent à un trachyte à peine quartzique. Dans l'Ouest de Saint-Julien-d'Arpaon, on n'a plus affaire qu'à deux minces filons-couches de trachyte quartzique.

Un régime analogue, quoique moins continu, se retrouve au Nord du petit massif de granite à tendance microgrenue d'Alès, entre celui-ci et l'Ouest de Soustelle. Ce sont de très nombreux filons de faible puissance, tantôt franchement granitiques, tantôt microgranitiques, tantôt rhyolitiques, alignés en direction SSE-NNW. A côté du mica noir, la muscovite peut se montrer abondante.

(1) L'état avancé de l'altération dans cette zone s'explique, en outre, par la proximité de la surface d'érosion antétriasique.

e) **Métamorphisme d'injection.** — En continuant au Nord de la zone ci-dessus, les filons individualisés dans les schistes épimétamorphiques disparaissent, tandis que l'on passe à des schistes d'apparence beaucoup plus métamorphique. Ceux-ci se localisent en une longue bande à l'Ouest du bassin houiller de la Grand'Combe, puis au Nord, dans la région de la Cézarenque, et se poursuivent jusqu'au voisinage de Largentière, en direction SSW-NNE.

Dans une coupe NW-SE, on rencontre successivement :

- (1) Les schistes sériciteux de la haute Cézarenque, à pendages confus;
- (2) Des micaschistes grenatifères, à muscovite, parfois à chlorite, avec un peu de feldspath, pendant entre 10 et 40° SE, qui passent irrégulièrement à une zone de micaschistes et de gneiss alternants, l'ensemble pouvant atteindre une puissance de 1.000 à 1.500 mètres au moins;
- (3) Des gneiss très irréguliers, à deux micas, quartz généralement petit, mais souvent de gros yeux d'orthose, pendant de 40 à 70° SE et puissants de 1.500 à 2.000 mètres;
- (4) De nouveau, des micaschistes analogues à (2), puis des schistes sériciteux semblables à (1), avec des pendages de 50 à 80° SE.

FABRE (1) a proposé de voir dans cette série un anticlinal à cœur gneissique, légèrement déversé au NW. Cependant, il convient de souligner qu'il ne s'agit pas de schistes cristallins comparables à ceux de la zone axiale de la Montagne Noire, mais bien d'une injection lit-par-lit de matériel granitique au sein de la série schisteuse cévenole, probablement à la faveur d'un mouvement tectonique, sans que l'on puisse affirmer que l'apparence anticlinale corresponde à une réalité.

Une bande de schistes injectés, très analogue à la précédente, quoique plus étroite et de direction Ouest-Est, s'observe entre les granites de l'Aigoual et ceux de Saint-Jean-du-Gard.

Ce sont surtout des micaschistes plus ou moins feldspathiques, passant à des gneiss d'injection à muscovite et orthose près de l'Estréchure où ils étaient déjà connus, à des gneiss à biotite et chlorite et petits plagioclases au SE d'Aire-de-Côte où je les ai retrouvés. Ils pendent toujours à 45° N environ, dans une série isoclinale ne donnant pas l'aspect d'un repli tectonique, comme dans la Cézarenque. En outre, on ne voit pas qu'ils soient liés à des venues de microgranite, comme à Soustelle, mais leur rapport avec le granite paraît cependant très probable.

f) **Métamorphisme de contact.** — Tous les massifs granitiques présentent normalement des auréoles métamorphiques dans les terrains sédimentaires et dans les schistes cristallins autres que les gneiss, où elles ne sont plus discernables. Par contre, les microgranites et rhyolites filoniens ne transforment à peu près pas les roches encaissantes.

Il est inutile de détailler les types d'exomorphisme, qui correspondent à un phénomène bien classique, avec gneissification locale des schistes (leptynolites) ou tout au moins genèse de cornes feldspathiques, micacées, amphiboliques, plus rarement pyroxéniques, puis de schistes noduleux ou tachetés, à minéraux (andalousite et staurotide essentiellement, qui sont admirablement développés dans le détroit de Lacombe, au toit du batholite de Lampy). Retenons seulement qu'il est le plus aisé d'observer ces évolutions autour du massif du Sidobre et à la limite sud du Saint-Guiral - Liron.

Dans cette dernière région, on constate, en outre, la digestion par le magma granitique des calcaires cambriens, phénomène qui a été étudié par BERGERON [6] dans l'enclave du Château du Tour, près Mandagout (genèse de serpentine, trémolite, grenat) et que l'on pourrait voir, presque identique, au Nord d'Arrigas. Dans le Sidobre, une vaste zone non digérée par le granite, au Nord de Ferrières, renferme aussi du calcaire cambrien localement transformé en cipolin à minéraux.

Les zones métamorphisées atteignent des puissances très variables, de quelques centaines de mètres au plus, lorsque leur développement a été gêné par la tectonique ou que les massifs granitiques correspondent à un volume réduit de roche éruptive, de plusieurs kilomètres, au contraire, dans les séries monotones et assez calmes (notamment dans les Cévennes) et lorsque les batholites sont de grande dimension.

(1) *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VIII, n° 53, 1896, C. R. Coll. Campagne 1895, p. 73.

g) Rapports des granites avec les schistes cristallins et les conditions tectoniques.

— Dans la Montagne Noire, nous avons vu que les granites se localisaient tantôt au sein de l'axe métamorphique et qu'ils se différenciaient peu des gneiss granitoïdes de leur voisinage (La Salvetat, Anglès), tantôt sur les limites de cet axe et qu'ils tranchaient alors franchement les zones de schistes cristallins (Les Martyrs, Lampy), tantôt enfin loin de cet axe, mais parallèlement à lui, dans des formations sédimentaires déjà plissées et qu'ils digéraient en les recoupant (Sidobre, La Devèze).

Malgré ces dissemblances, l'identité de composition des divers granites nous a paru évidente, ainsi que leur consanguinité avec les schistes catamétamorphiques, dont ils se différencient seulement par une teneur un peu plus grande en feldspaths. En bref, je crois donc qu'il convient de leur reconnaître une origine commune et que celle-ci doit être recherchée dans la mise en mouvement, sous une forme spécialement mobile et non orientée, des gneiss « fondants » de la base de la série métamorphique.

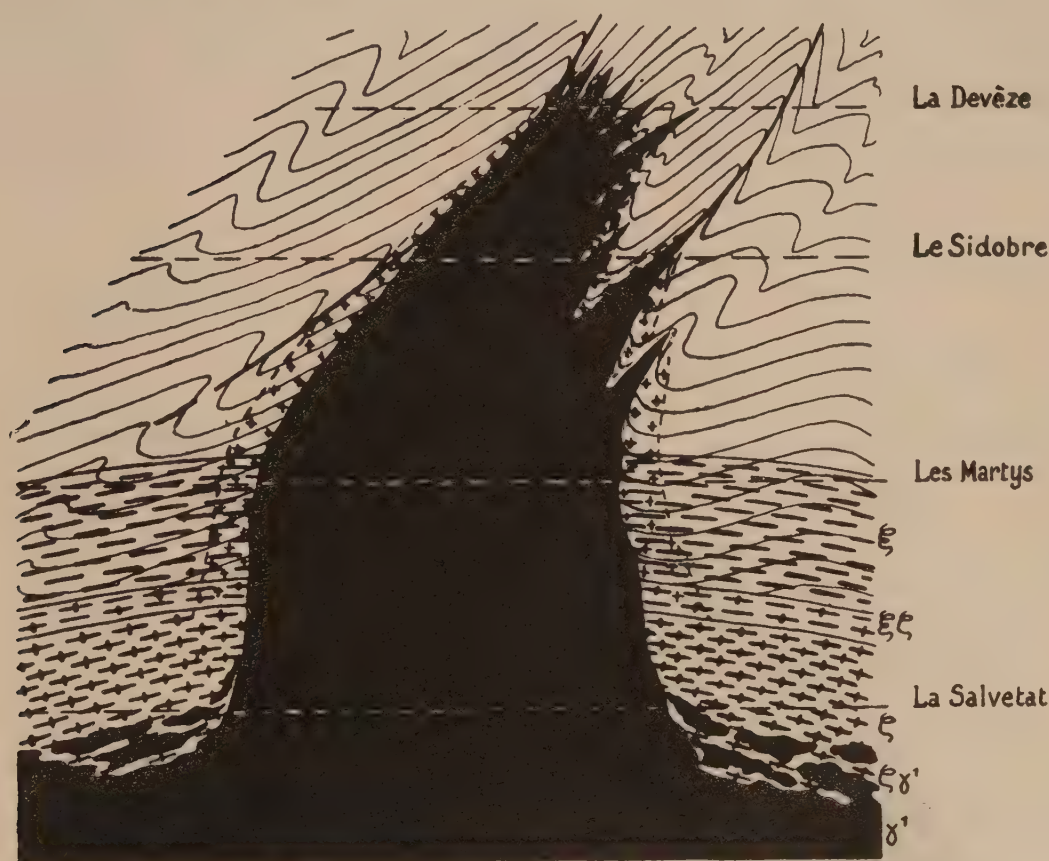


Fig. 38. — Schéma de la mise en place des granites de la Montagne Noire

Au lieu de considérer les massifs granitiques en plan, nous pouvons admettre que leur état actuel résulte seulement du décapage par l'érosion à des profondeurs différentes (fig. 38). Dans ces conditions, le massif de la Salvetat correspondrait à la base, encore peu distincte, des gneiss granitoïdes ; le massif des Martyrs représenterait le début d'une « cheminée » granitique différenciée, qui tranche déjà les schistes cristallins encaissants ; le Sidobre est un massif à bords francs, qui digère le pays sédimentaire plissé, mais qui se localise à la base d'une écaille ; la Devèze, enfin, n'est que l'extrémité modeste d'une montée granitique appuyée aussi contre une écaille, et qui se termine en un chevelu filonien.

A titre d'hypothèse, il semble donc que le début de la genèse de ce type d'édifice soit postérieur à une première phase de plissement à grand rayon de courbure, ayant provoqué notamment la forme anticlinale de l'axe gneissique. Les efforts tectoniques continuant à s'exercer, les gneiss d'anatexie deviennent un magma plus mobile dans toutes les zones où se sont accrues les pressions. Il en résulte un *diapirisme granitique*, le magma ayant tendance à s'élever en digérant les formations superficielles au droit des points d'anatexie maxima. Mais l'histoire tectonique continuant à se développer pendant ce temps, et les plis simples évoluant vers le système d'écailles qui caractérise le versant septentrional, les granites profitent de ces conditions et s'insinuent progressivement le long des contacts anormaux, l'achèvement de leur mise en place étant d'ailleurs réalisé avant la fin de la période de diastrophisme, de telle sorte que les écailles, en partie métamorphisées, se mouleront grossièrement sur les massifs dont le cortège filonien, seul, pourra être franchement plus tardif.

On voit combien il est illusoire de vouloir dire, dans la Montagne Noire, si l'on a affaire à des granites anté-, syn-, ou post-tectoniques. Tous sont postérieurs au début de l'orogénèse hercynienne, mais antérieurs à sa fin. Ils sont « intrusifs » dans des terrains plissés, mais leur localisation, leur allongement et leur litage sont soumis au jeu d'écailles qui ont poursuivi leurs déplacements après consolidation des magmas. Je crois qu'en prenant le mot dans son sens le plus large, on doit seulement dire que les granites de la Montagne Noire sont « synorogéniques ».

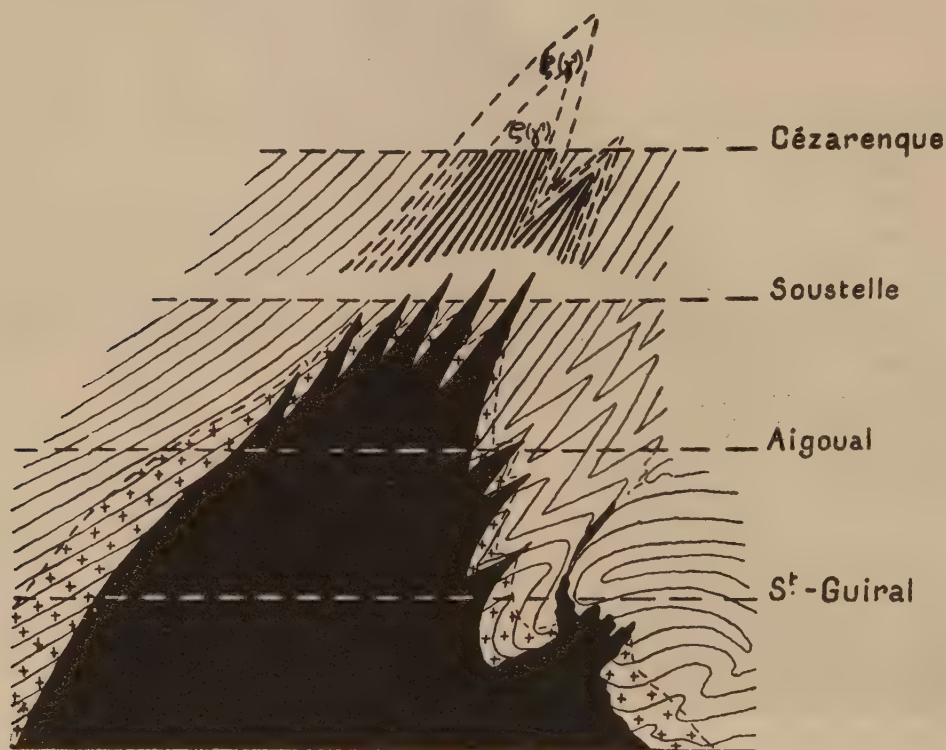


Fig. 39. — Les types de venues granitiques dans les Cévennes méridionales

Dans les Cévennes méridionales, il n'est pas possible d'affirmer une genèse identique, car nous ne connaissons pas les schistes catamétamorphiques de cette région. Les massifs sont d'ailleurs, le plus souvent, beaucoup plus volumineux et leur composition chimique, correspondant à une feldspathisation plus élevée, les éloigne un peu plus des gneiss typiques.

Nous devons donc les considérer, provisoirement, comme des batholites d'origine indéterminée, qui se sont mis en place en digérant les formations sédimentaires épiméta-

morphiques des Cévennes et qui se terminent vers le haut, soit par des apophyses filoniennes, soit par une injection lit-par-lit du matériel granitique au sein des terrains schisteux (fig. 39).

Leur liaison avec l'orogénie hercynienne est cependant incontestable :

D'abord, les massifs principaux (Lozère, Saint-Guiral-Liron) sont orientés suivant une direction ouest-est bien définie, qui se retrouve dans les injections des gneiss de la bande Aigoual - Saint-Jean-du-Gard, tandis que l'apophyse de l'Aigoual et des filons qui lui font suite, ainsi que les injections des gneiss de la Cézaire s'orientent suivant une direction à peu près orthogonale. Il ne peut s'agir là d'un effet du hasard.

Ensuite, les magmas ont envoyé des émissions « granitisantes » au front de la nappe du Vigan et jusque dans les diverses surfaces de glissement entre calcaires et schistes (SW de Bréau) ou entre calcaires d'âges différents (Saint-Laurent).

Enfin, une écaille, comme celle d'Alzon, à demi digérée par le granite, a néanmoins été écrasée contre lui par la poussée de la nappe du Vigan, qui a provoqué, en outre, des orientations et laminages partiels à la bordure méridionale du massif du Saint-Guiral.

Nos conclusions pour les granites cévenols seront donc les mêmes que pour ceux de la Montagne Noire, du point de vue de leurs rapports avec la tectonique. Il s'agit de roches intrusives, postérieures au début des plissements, mais qui ont subi les effets des derniers efforts hercyniens : ce sont des granites synorogéniques.

3. — LES DOLÉRITES ET LAMPROPHYRES.

Je réunis dans ce chapitre toute une série de roches filoniennes difficiles à dater et délicates à définir avec exactitude, aussi bien sur le terrain qu'en lame mince, en raison des variations et passages qu'elles présentent entre elles, ainsi que de leur degré presque toujours avancé d'altération. Je distinguerai cependant, en partie avec les auteurs antérieurs (notamment BERGERON [2] et MOURGUES [26]), les groupes suivants :

Minéraux colorés dominants	Feldspaths dominants	Structures	Roches typiques
Pyroxène et amphibole	Oligoclase	Ophitique passant à grenue	Dolérites
Biotite		Grenue passant à microlitique	Kersantites (et andésites)
	Orthose		Minettes (et trachytes)

a) Les dolérites (c). — Ces roches, anciennement appelées « diabases ophitiques », paraissent cantonnées dans la Montagne Noire, où elles sont d'ailleurs abondantes sur les deux versants. Le pyroxène augite, avec souvent de l'amphibole et un peu de biotite, y prédomine à côté de l'oligoclase qui passe parfois à un feldspath plus calcique, mais un peu de quartz secondaire peut s'y rencontrer. Leur composition correspond donc à peu près à celle d'une diorite ou d'un gabbro. Quant à leur structure, elle montre toutes les transitions entre des types grenus et ceux, plus fréquents, franchement ophitiques.

Elles se présentent, sur le terrain, en filons parfois importants, plus rarement en masses arrondies ou même en boules très localisées au milieu des formations encaissantes. L'orientation des filons ne semble pas obéir à une loi précise, bien qu'elle reste souvent constante dans une région donnée. Ainsi, dans le NW du versant septentrional, les directions SSW-NNE et NNW-SSE dominent nettement; dans la région de Lacau, on passe à l'WSW-ENE et dans les contrées plus orientales au SW-NE. Dans le versant méridional, où elles sont à peu près limitées aux Monts de Pardailhan, les filons, très courts, s'alignent en général de l'WSW à l'ENE, mais il en est quelques-uns de Nord-Sud.

Il faut remarquer que, toutes les fois que les directions tectoniques hercyniennes sont franches, la plupart des filons sont parallèles à ces directions. Sans être absolue, la règle est d'ailleurs, comme pour les filons de microgranite-rhyolite précédemment décrits, qu'ils soient en rapports directs avec les accidents (écaillés et axes anticlinaux) ou avec les limites des affleurements (notamment au contact des calcaires cambriens). Cependant, les quelques filons recoupant les séries sédimentaires suffisent à montrer qu'il ne s'agit pas de coulées interstratifiées, mais bien de roches qui ont seulement profité des facilités que la tectonique ou la stratigraphie offraient à leurs injections.

L'âge de leur mise en place et les conditions de leur genèse sont difficiles à préciser. Généralement, les auteurs antérieurs ont considéré que leur venue se serait produite avant l'orogénèse hercynienne, bien qu'ils n'aient signalé aucune dolérite broyée lors d'une quelconque phase tectonique. Personnellement, j'ai cependant trouvé quelques rares filons manifestant une tendance à l'écrasement, mais je ne crois pas qu'il faille pour cela admettre l'hypothèse ci-dessus.

Sous réserve de plusieurs phases éruptives, assez improbables si l'on tient compte de leur relative homogénéité, on peut reconnaître en effet que les dolérites sont postérieures au Gotlandien de Murasson, dans le Nord, au Dévonien des Monts de Pardailhan, dans le Sud. D'autre part, nous avons vu que leurs conditions de gisements, tantôt liés étroitement aux accidents tectoniques, tantôt les recoupant franchement, sont fort analogues à celles des microgranites-rhyolites, filons hercyniens tardifs, tantôt syntectoniques, tantôt post-tectoniques.

Cependant, leur liaison à de tels filons n'est jamais évidente, puisqu'il semble, au contraire, qu'elles abondent surtout loin des massifs granitiques aussi bien que des roches métamorphiques (1), sauf près de Réalmont, à Peyrebrune et dans la vallée du Lézert, où microgranites-rhyolites et dolérites pourraient être associées.

Quoi qu'il en soit, je propose d'admettre, au moins à titre d'hypothèse de travail, que ces filons doléritiques représenteraient dans la Montagne Noire une phase de différenciation tardive des magmas granitiques hercyniens, injectée à distance assez grande de ceux-ci, postérieurement à l'essentiel de la tectonique, peut-être même postérieurement aux venues de microgranites-rhyolites, mais à une époque très voisine.

b) Les kersantites (x). — Ces roches, anciennement appelées « fraidronites » par E. DUMAS [17, 18] et, pour une part, « porphyrites andésitiques micacées » par F. MOURGUES [26], se trouvent essentiellement dans les Cévennes méridionales, mais aussi, à titre de rares échantillons, dans la Montagne Noire.

Elles forment des filons larges au plus d'une dizaine de mètres, mais parfois réduits à moins d'un mètre, présentant normalement une structure grenue au centre et microlitique, quoique sans pâte, sur les bords, ce qui les rapproche des andésites et des trachytes. Le mica noir y prédomine de beaucoup et est accompagné par un plagioclase qui serait l'oligoclase dans la plupart des cas. Ce dernier peut cependant être zoné ou coexister avec un peu d'orthose. En outre, il arrive qu'il y ait un peu d'amphibole et, bien plus exceptionnellement,

(1) A l'exception d'un filon signalé par BERGERON dans l'enclave schisteuse au milieu des gneiss de Fraïsse-sur-Agout, où je ne l'ai d'ailleurs pas retrouvé.

du pyroxène, ce qui fait que si l'on a affaire normalement à une kersantite typique, correspondant à un magma monzonitique, il existe de faibles variations conduisant aux minettes (magma syénitique) ou aux spessartites (magma dioritique). L'apatite se rencontre néanmoins dans tous les types. De plus, le quartz est très fréquent, quoiqu'en petites quantités et probablement secondaire, dans la plupart des cas, mais pas toujours.

Dans la Montagne Noire, BERGERON a signalé de petits filons de kersantite, que j'ai vérifiés, au Nord de Lacaune et au SW de Boissezon (type amphibolique); MOURGUES, après DE ROUVILLE et DELAGE, a décrit une « porphyrite andésitique amphibolique » près de Cavenac (Sud de Saint-Pons); enfin j'ai reconnu une porphyrite micacée, riche en quartz, dans les schistes viséens du Sud du Mounio de Villeneuve (NE de Cabrières). A vrai dire, toutes ces roches, sauf la dernière, me semblent bien voisines des dolérites habituelles, sous leur tendance grenue. Je crois qu'il faut y voir des types intermédiaires, sans qu'il soit possible de préciser à quelle phase éruptive elles peuvent bien appartenir.

Dans les Cévennes méridionales, les filons de kersantite sont innombrables, mais se groupent avec une plus grande fréquence autour de quatre zones subméridiennes traversant tout le Pays cévenol (fig. 40). La première se suit du Nord de Florac au Sud de Meyrueis, par la vallée du Tarnon; la deuxième passe à l'Est de Barre-des-Cévennes, vers Le Pompidou et Valleraugue; la troisième se suit du Bougès à Saint-Martin-Lansuscle et la région de Saumane; la quatrième est surtout nette dans la Cézarenque mais se poursuit peut-être jusqu'à Alès.

L'âge des kersantites est aussi difficile à préciser que celui des dolérites. Tous les filons semblent bien s'être injectés dans les schistes cévenols postérieurement à une phase de plissement, mais dans cette région de tectonique d'apparence simple quoique imprécise, cela ne signifie pas grand'chose. F. MOURGUES estimait qu'ils étaient postérieurs aux granites du Lozère et de l'Aigoual, hypothèse séduisante puisqu'elle permettrait d'y voir des faciès lamprophyriques de différenciation tardive, mais qui ne me paraît pas exacte. En effet, dans le prolongement des zones subméridiennes indiquées ci-dessus, on trouve dans tous les massifs granitiques, notamment le Lozère, l'Aigoual et le Liron, des témoins assez nombreux de kersantites qui ont tous les caractères d'enclaves non entièrement digérées, parfois assez grandes, parfois réduites à des boules de mica noir au milieu du granite. Le parallélisme remarquable des zones de kersantites et du filon granitique joignant l'Aigoual au Lozère pourrait cependant faire songer à une certaine concomitance dans leur mise en place, mais il est tout aussi vraisemblable d'admettre que le granite a profité ici, pour ses filons superficiels, d'une direction privilégiée qui n'est pas celle des massifs principaux.

Compte tenu de la grande analogie de composition de certaines de ces kersantites et des andésites ou dacitoïdes, riches en apatite, du Dinantien de la Montagne Noire, je me demande s'il n'y aurait pas lieu de considérer qu'elles peuvent provenir d'une même phase éruptive antégranitique. Cependant, il ne faut pas oublier que j'ai signalé une « porphyrite micacée » post-viséenne près de Cabrières et qu'il existe dans le bassin houiller du Gard une « porphyrite amphibolique micacée » d'âge stéphanien moyen, ce qui laisserait supposer plusieurs venues au cours du Carbonifère.

c) **Les minettes** (v). — J'ai déjà indiqué combien facilement les kersantites passaient aux minettes et aux trachytes (orthophyres). Je ne reparlerai donc pas ici de types manifestement associés aux précédents, mais de roches, absolument semblables à l'œil, qui en diffèrent cependant par la direction de leurs filons et par leur âge. Elles sont cantonnées dans les seules Cévennes méridionales.

Du point de vue de leur composition typique, à côté de la biotite, toujours prédominante bien qu'accompagnée accidentellement, et plus rarement que pour les kersantites, par un peu d'amphibole ou de pyroxène, l'orthose bien développée a pris la place des plagioclases, dont il ne subsiste plus qu'un faible pourcentage.

4. — LA SUCCESSION DES PHÉNOMÈNES ÉRUPTIFS ET MÉTAMORPHIQUES (fig. 41).

Comme conclusion à la description précédente, essayons de résumer la succession qui paraît la plus vraisemblable pour la mise en place de ces diverses roches :

(a) *Métamorphisme général*, postérieur à une légère phase de plissement (qui pourrait être la phase calédonienne). Formation de schistes sériciteux, de micaschistes-leptynites, de gneiss et de granite d'anatexie.

(b) *Progression du magma granitique avec métamorphisme de contact*, au travers des schistes cristallins et des terrains sédimentaires, postérieurement à une phase de plissement accusé.

(c) *Achèvement de la mise en place des granites et du métamorphisme de contact, genèse des granulites-pegmatites et des aplites*, en liaison avec la fin de la tectonique hercynienne : injection de granite dans les écaïlles ou au front des nappes; genèse de granulites-pegmatites et d'aplites dans les régions de gneiss supérieurs et de granites soumises à des compressions violentes, suivies de distensions.

(d) *Injections filoniennes : microgranites-rhyolites* au toit des massifs granitiques, *dolérites* dans les intervalles, *métamorphisme d'injection lit-par-lit*.

(e) *Injections filoniennes de minettes-trachytes*.

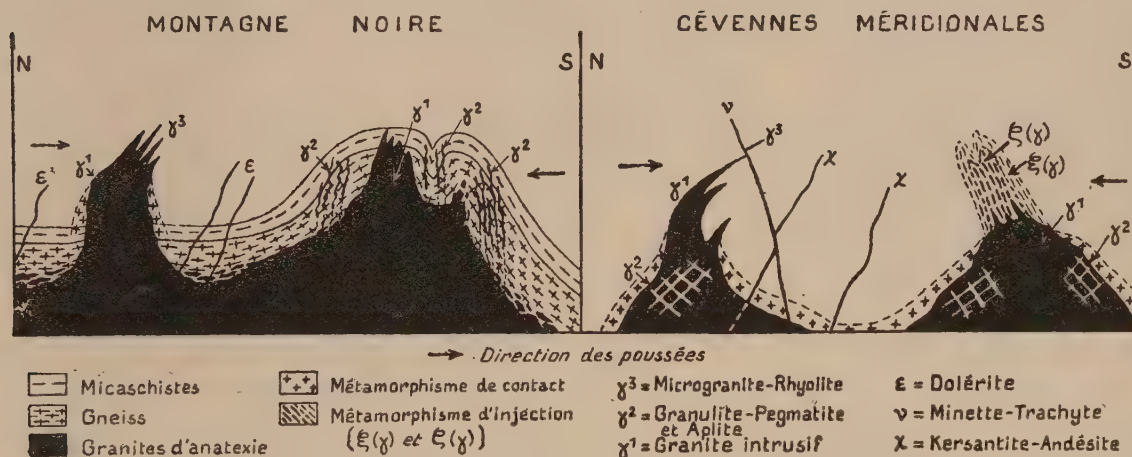


Fig. 41. — Schéma de la succession des phénomènes éruptifs et métamorphiques hercyniens

Il va sans dire que cette succession est très schématique et qu'il n'y a pas nécessairement de discontinuités entre les phases indiquées. L'essentiel (a à d) serait compris entre la base du Westphalien (Namurien) et le début du Westphalien supérieur; cependant, les phases (d) et (e) peuvent atteindre également le Stéphanien, comme nous allons le préciser plus loin. En outre, la mise en place des filons de kersantites-andésites, qui se placerait sans doute avant (c) pour sa majeure partie, pourrait aussi atteindre (e).

Pour être complet, il conviendrait d'ajouter à ce tableau un épisode (f), correspondant aux injections et métamorphisme quartzeux dont il va être question par la suite, car il s'agit d'un phénomène intimement lié aux précédents, quoique franchement postérieur à la phase hercynienne majeure.

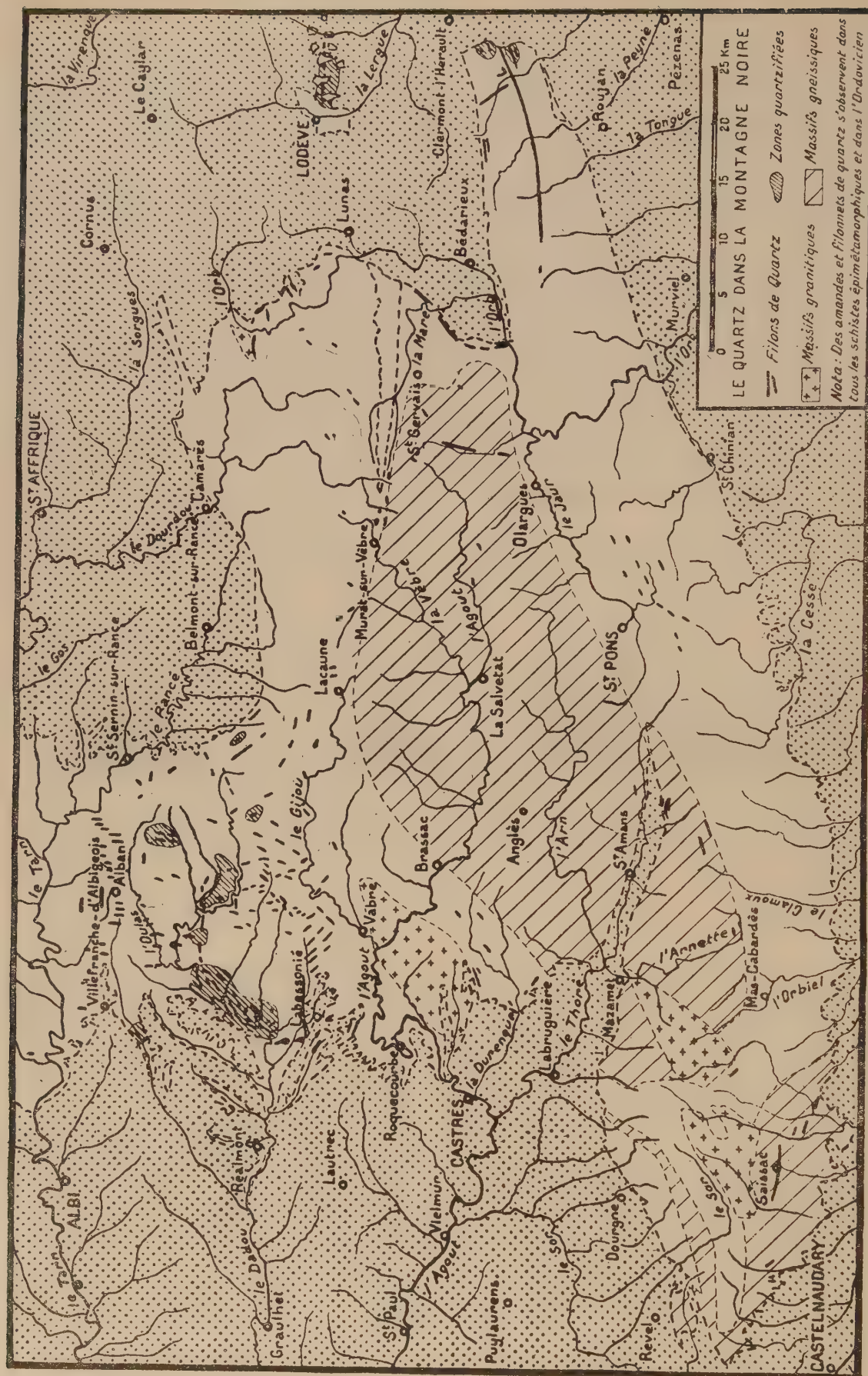


Fig. 42

CHAPITRE XII

LES FORMATIONS ÉRUPTIVES ET MÉTAMORPHIQUES POSTÉRIEURES A LA PHASE HERCYNIEUNE MAJEURE

1. — LES ÉRUPTIONS DU STÉPHANIEUN MOYEN.

Nous devons à P. TERMIER la description de trois roches éruptives interstratifiées dans le terrain houiller du Gard (1), qui avaient été recueillies par GRAND'EURY et dont les gisements sont figurés sur la carte géologique dressée par ce dernier auteur [21]. Elles se localisent dans le Stéphanien moyen autochtone, aux environs de Portes (NE du bassin de la Grand'Combe).

La plus ancienne est une rhyolite (porphyre pétrosiliceux) à orthose et oligoclase, avec mica noir, dans une pâte très fluidale interstratifiée dans la zone 5 de P. BERTRAND. La seconde est un trachyte (orthophyre) à orthose, rares microlites d'oligoclase et quartz bipyramidé exceptionnel, avec pyroxène probable, dans une pâte à peine fluidale. La plus récente est une andésite (porphyrite amphibolique) à mica noir, amphibole et peut-être pyroxène, avec microlites d'oligoclase, dans une pâte très fluidale. Ces deux dernières roches sont incluses dans la zone 7 de P. BERTRAND (fin du Stéphanien moyen).

Si j'insiste sur ces roches, c'est qu'elles sont les seules, entre Dévonien et Permien, dont l'âge soit parfaitement précisé et les seules aussi (avec toutefois les andésites-dacites présumées dinantiennes) à correspondre à des coulées subaériennes. Elles appartiennent évidemment au cortège des venues magmatiques de la période hercynienne majeure et, par leur grande analogie avec les microgranites-rhyolites, minettes-trachytes et kersantites-andésites précédemment décrits, démontrent que mes phases (d) et (e) ont bien pu se prolonger, dans les Cévennes tout au moins, jusqu'au Stéphanien moyen inclus, avec différenciation de plus en plus basique.

2. — LES ÉRUPTIONS ET LE MÉTAMORPHISME PERMIENS, SECONDAIRES ET PALÉOGÈNES.

Il est possible, mais non encore démontré, qu'une partie des pélites rouges du Saxonien renferme des débris de roches volcaniques, comme il est presque constant dans toutes les régions où leur étude précise a été réalisée. On ne connaît, en tout cas, actuellement, aucun édifice volcanique datant à peu près de cette période, dans tout le SE du Massif Central et FABRE a seulement signalé quelques minces passées altérées de « roches ou cendres feldspathiques » dans le petit bassin permien de Largentièrre (2), au NE de la région de nos études.

Par contre, j'ai déjà insisté sur les grandes émissions filoniennes de quartz et le véritable métamorphisme quartzeux qui s'est produit dans le Lodévois, entre Autunien et Saxonien, ainsi que dans l'Albigeois cristallin, probablement à la même époque (fig. 42).

(1) B. S. G. F., (3), t. XVI, 1888, p. 617.

(2) B. S. G. F., (3), t. XVIII, 1889, p. 18.

Dans cette dernière région surtout, les filons injectent les cassures hercyniennes ou lardent les schistes de la série compréhensive un peu en tous sens, les directions conjuguées N-S et W-E d'une part, SW-NE et NW-SE d'autre part, paraissant néanmoins dominer. En outre, on observe fréquemment, au flanc des vallées, l'élargissement des filons vers le haut et leur terminaison en une sorte de plaque quartzeuse, près de la surface topographique, probablement très proche de ce qui fut la surface de base de la transgression permienne. Dans de grandes zones, les schistes anciens ont été ainsi baignés par la solution siliceuse, qui a profondément transformé leur aspect et permis la conservation de formes tabulaires, assez étranges dans un pays schisteux généralement fort découpé par l'érosion.

Notons que cette disposition du quartz pourrait s'expliquer non seulement par les nombreuses venues filoniennes, mais aussi par le fait du climat tropical latéritisant du Permien. En effet, sous de telles conditions, la silice est très soluble et les solutions entraînées en profondeur permettent un nouveau concrétionnement au voisinage d'une nappe phréatique stagnante. Dans cette hypothèse, le « métamorphisme quartzeux » de la partie supérieure des schistes correspondrait donc à un horizon d'accumulation pédologique datant du Permien.

D'autres filons de quartz se rencontrent un peu partout dans la Montagne Noire. Je signalerai seulement quelques cas intéressants :

D'abord le groupe filonien subméridien qui règne dans l'Est de l'axe métamorphique et qui expliquerait en partie les profondes érosions Nord-Sud dont les gorges d'Héric fournissent l'exemple le plus grandiose. Il est possible qu'il convienne de le rattacher à la genèse des accidents Nord-Sud du versant méridional, d'âge hercynien, probablement antéstéphanien (1). Cependant, son parallélisme relatif avec les filons quartzeux de Lamalou, situés sur le prolongement de la faille du Bousquet (ou de Clairac-Boussagues), pourrait le rajeunir jusqu'à la phase tectonique tertiaire « pyrénéenne ».

Ensuite, dans le massif de Nore, les filons parallèles à la faille NW-SE qui limite le granite des Martys et qui sont probablement primaires, tandis que ceux de la région d'Albine, qui paraissent liés au jeu de la faille de Mazamet, dateraient du Tertiaire.

Enfin, le grand système filonien Ouest-Est de Cabrières, long de près de 20 kilomètres, qui s'est établi à la faveur d'une importante faille de tassement certainement antétriasique, bien que le Trias de Clermont-l'Hérault soit fortement gauchi dans son prolongement. Les injections des sédiments siluriens, dévoniens et dinantiens, aboutissant à un « métamorphisme quartzeux », présentent dans l'Est des Monts de Cabrières une telle analogie avec les injections du Lodévois que je propose de les dater aussi de l'Autunien.

Il convient de mentionner, en outre, les minéralisations de la Montagne Noire, dont je n'ai pas fait l'étude, mais qui paraissent très généralement liées aux venues quartzeuses. Citons surtout les filons du groupe B. G. P., souvent argentifères, de beaucoup les plus fréquents partout, les quartz aurifères (Les Martys par exemple), le mispickel aurifère (Salsigne), les injections de barytine (Cabrières), etc. Ces minéralisations, comme les venues quartzeuses, semblent s'être produites à des périodes variées, depuis le Permien jusqu'au Jurassique inférieur au moins, puisque les dolomies hettangiennes des Causses sont fréquemment lardées de barytine.

La manière d'être du quartz dans les Cévennes méridionales ne diffère guère de ce que nous venons de voir pour la Montagne Noire (fig. 43). En premier lieu, il existe une grande zone, fréquemment injectée de quartz, qui règne au Nord de l'axe granitique Saint-Guiral - Liron et s'infléchit vers le Sud dans l'Ouest de l'Aigoual. On peut la suivre depuis le NW d'Alès jusqu'à Saint-Jean-du-Bruel, par Meyrueis. Son origine paraît complexe : elle correspond, en effet, à une région de quartzites sédimentaires interstratifiés dans la série schisteuse, de telle sorte que les filons quartzeux, nombreux surtout dans l'Ouest, peuvent résulter seulement d'une remise en mouvement locale de la silice, antérieurement au Trias.

(1) L. CALEMBERT et B. GÈZE. — Sur des fractures subméridiennes, minéralisées ou non, intéressant le massif métamorphique de l'Espinouse et les terrains sédimentaires situés au Sud (Hérault), *C. R. somm. S. G. F.*, 1942, p. 103.

B. GÈZE. — Sur les fractures hercyniennes et tertiaires de la Montagne Noire, *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXV, 1942, p. 115.

Par ailleurs, les filons de quartz, atteignant parfois une dizaine de kilomètres de longueur, prennent surtout la direction W-E, à NW-SE et semblent liés presque toujours aux grandes failles « pyrénéennes » qui découpent la région. On reconnaît, dans la Montagne du Rouvergue, à l'Est du bassin houiller de la Grand'Combe, qu'ils sont postérieurs au Stéphanien (inclusion charbonneuse du Gouffre noir), bien qu'ils ne soient jamais développés que dans les schistes anciens.

Les plus importants, du Sud au Nord, sont ceux du système de la faille de l'Arre (Pays viganais), de la faille de Camprieu-Valleraugue (1), du système de la faille du Bougès (SE du Lozère), enfin des systèmes de failles de la Cézarenque, vers Villefort et vers le Rouvergue (2).

Les minéralisations sont nombreuses aussi et analogues à celles de la Montagne Noire : blende, galène, pyrite, argent, or, barytine, etc., auxquelles il convient d'ajouter les filons antimonieux de l'Est du Pays cévenol. Les plus tardives sont probablement tertiaires, car les terrains jurassiques de la bordure sous-cévenole peuvent être imprégnés dans leur totalité.



Fig. 43

En définitive, tandis que les filons de roches éruptives hercyniennes ont poursuivi leur mise en place jusqu'au Stéphanien moyen, la phase de détente consécutive au plissement a permis la venue très générale de filons quartzeux, plus ou moins minéralisés, persistance

(1) Filon non figuré sur la feuille géologique du Vigan, bien qu'il forme un dyke magnifique, sur 6 kilomètres de long et parfois 10 à 20 mètres de large, en bordure de la vallée de l'Hérault.

(2) Le réseau de filons quartzeux SW-NE et NW-SE figuré à l'Ouest du bassin de la Grand'Combe, sur la deuxième édition de la feuille d'Ales, et fâcheusement reproduit sur le 320.000^e d'Avignon, m'a paru ressortir d'une vue de l'esprit plutôt que de la réalité.

tardive des influences magmatiques profondes. Il semble que l'époque des venues principales fut la fin de l'Autunien (avec véritable métamorphisme quartzeux), mais qu'elles ont continué, plus modestement, jusqu'au Lias. Enfin, des remaniements locaux de silice et de nouvelles minéralisations furent nombreux lors des phases tectoniques paléogènes, sans qu'il soit d'ailleurs toujours facile de distinguer la part qui leur revient effectivement.

3. — LES ÉRUPTIONS NÉOGÈNES.

Je signalerai, pour mémoire, et bien qu'elles n'entrent pas dans le cadre de notre étude, les venues abondantes de roches basaltiques (labradorite, basalte, limburgite) au cours du Pliocène et du Quaternaire, suivant des alignements Nord-Sud à travers les Causses, l'Est de la Montagne Noire et le Bas-Languedoc. Elles paraissent sans liaison avec la structure hercynienne; je n'en parlerai donc pas plus longuement ici (1).

(1) Voir: B. GÈZE. — Sur les manifestations volcaniques des Causses et du Bas-Languedoc, *C. R. somm. S. G. F.*, 1944 p. 138 (avec bibliographie sommaire).

Je compte, en outre, publier prochainement une étude détaillée sur ce sujet et me permets donc d'y renvoyer le lecteur.,

TROISIÈME PARTIE

LA MISE EN ŒUVRE TECTONIQUE

CHAPITRE XIII

LES PHASES TECTONIQUES ANTÉHERCYNiennes

C'est seulement dans la Montagne Noire qu'il nous sera possible de déceler l'existence de phases tectoniques antérieures à la phase majeure de la tectonique hercynienne et de reconnaître leur importance. M. THORAL a déjà publié sur ce sujet un certain nombre d'observations capitales [34, 37, 39], notamment au sujet de l'orogénèse calédonienne; mes recherches personnelles permettent cependant de préciser utilement la question.

1. — LE PROBLÈME DES PHASES TECTONIQUES ANTÉCALÉDONIENNES.

J'ai dit qu'il ne m'a été nulle part possible de distinguer des discordances dans la série antécambrienne, ni, d'une façon incontestable, entre l'Antécambrien et le Cambrien. Les petites anomalies observables localement me paraissent seulement dues à des dysharmonies de plissement entre schistes antécambriens et calcaires antécambriens ou poudingues mylonitisés de la base du Cambrien et non, pour ce dernier cas, à une discordance angulaire nette, comme le croyait M. THORAL.

Il est cependant indiscutable, ainsi que je l'ai précisé, que la transgression cambrienne, là où elle est visible, s'est produite à des époques variables, en même temps qu'avaient lieu des éruptions volcaniques subaériennes. Ce sera le cas pour le Lodévois, le NE des Monts de Lacagne et les Monts du Sorézois, tandis qu'ailleurs la continuité sédimentaire paraît assurée.

Une phase de plissements, ou plutôt de très légers gauchissements provoquant de faibles ondulations dans le socle, est donc possible, immédiatement avant le Cambrien; mais il peut s'agir aussi bien d'une simple émergence partielle, consécutive à une modeste régression.

Pendant le Cambrien, aucun véritable mouvement ne paraît s'être produit. On peut seulement constater que dans certaines régions (SE des Monts de Lacagne, Sud du Minervois et Sud des Monts de Pardailhan notamment) les épaisseurs de terrains cambriens semblent beaucoup plus considérables que dans les régions plus éloignées des terres antérieures, de l'ordre de 1.500 à 3.000 mètres par exemple, au lieu de quelques centaines de mètres.

Comme il ne s'agit point de zones géosynclinales, puisque les faciès sont toujours ceux de sédiments peu profonds, on est conduit à supposer l'existence d'une certaine subsidence liée à un jeu isostatique, jeu qui se poursuivra d'ailleurs, à peu près dans les mêmes régions, au cours des périodes ultérieures,

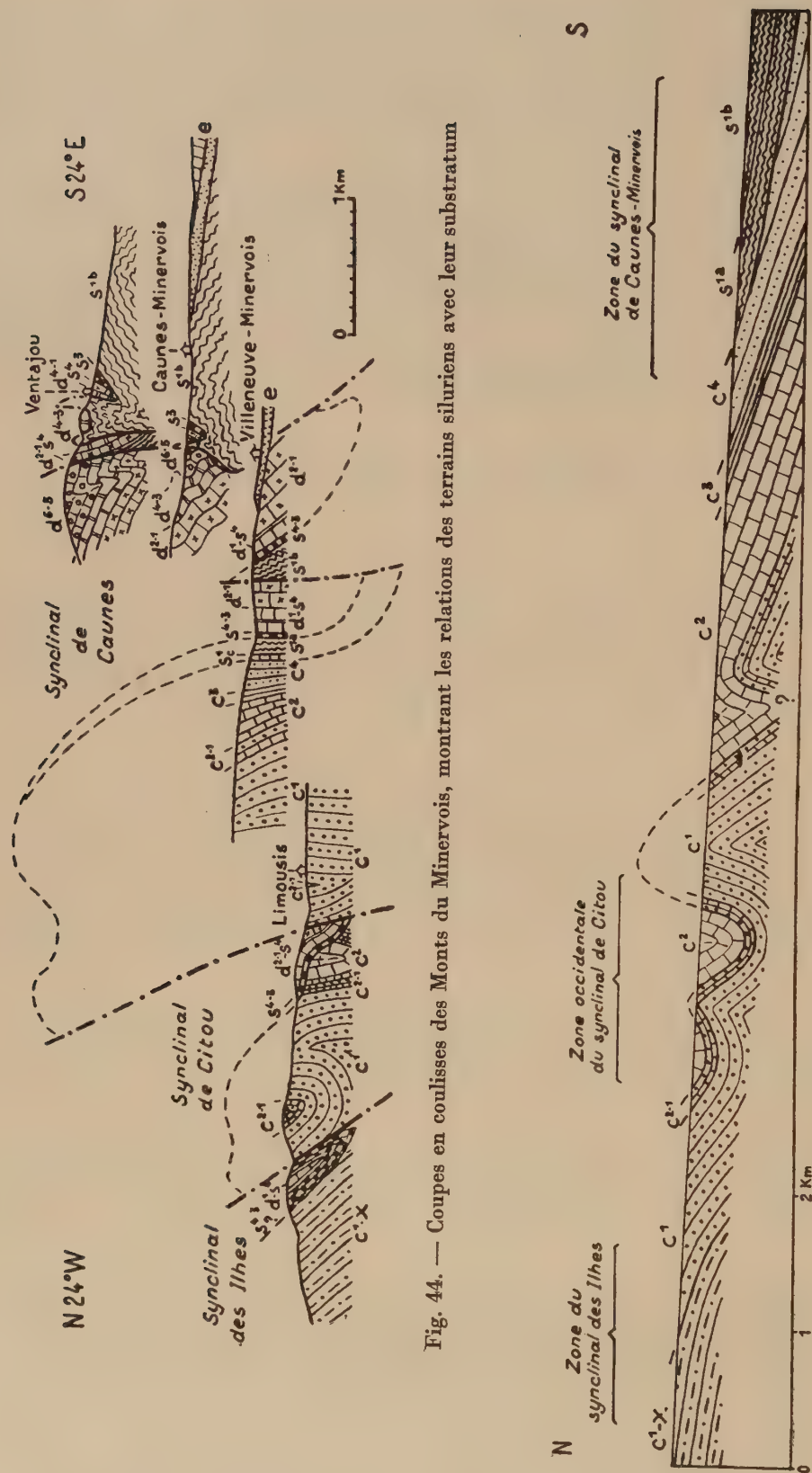


Fig. 44. — Coupes en coulisses des Monts du Minervois, montrant les relations des terrains siluriens avec leur substratum

Fig. 45. — La tectonique calédonienne dans les Monts du Minervois

Essai de reconstitution de la surface de base de la transgression de l'Ordovicien supérieur-Gotlandien après dépliage des synclinaux hercyniens surajoutés.

Légende commune aux fig. 44 et 45 : c^1 -x = Formation de passage de l'Antécambrien au Cambrien; c^4 = Grès de Marcory; c^{2-1} = Alternances grés-calcaires; c^2 = Calcaires à *Archæocyathus*; c^3 = Schistes à *Paradoxides*; c^4 = Grès de Barroubio; s^4 = Tremadoc; s^1b = Arenig; s^1c = Ordovicien inférieur à faciès calcaire; s^3 = Caradoc; s^4 = Gotlandien; d^{4-3} = Dévonien moyen; d^{6-5} = Dévonien supérieur.

2. — L'OROGÉNÈSE CALÉDONIENNE.

a) **La phase sarde.** — J'ai indiqué la grande probabilité d'une discontinuité entre Cambrien supérieur et Ordovicien inférieur. Elle pourrait s'expliquer par une pulsation, plus ou moins contemporaine de la phase tectonique sarde, qui représenterait seulement ici un mouvement calédonien précurseur sans grande ampleur.

En effet, on voit difficilement en elle une véritable phase orogénique, puisqu'il n'existe aucun dépôt particulièrement grossier à la base de l'Ordovicien inférieur, en transgression probable. Il est tout au plus permis de supposer un gauchissement d'ensemble à la fin du Cambrien, ayant provoqué l'émersion de certaines zones, puis une érosion tranquille de ces dernières, avant le retour lent et progressif de la mer ordovicienne.

L'Ordovicien inférieur paraît ensuite correspondre à une période de calme relatif, pendant laquelle une certaine subsidence aurait joué, à peu près dans les mêmes zones que pour le Cambrien et surtout dans le versant méridional de la Montagne Noire.

b) **La phase taconique.** — Par contre, la régression de la fin de l'Arenig, l'absence totale de sédimentation pendant le Llandeilo, puis le retour de la mer caradocienne déposant des sédiments très grossiers sur des terrains antérieurs d'âges variés, soulignent l'importance de la phase taconique, épisode majeur de l'orogénèse calédonienne dans la Montagne Noire.

C'est principalement à l'extrémité occidentale du versant méridional (Monts du Minervois) que ces effets peuvent être étudiés (fig. 44) :

Au Nord, le synclinal ordovicien supérieur - gotlandien - dévonien des Ilhes repose sur le complexe gréseux antécambrien - cambrien inférieur. Au centre, la partie occidentale du synclinal de Citou repose sur les grès de Marcory, le niveau des alternances grésocalcaires et les calcaires dolomitiques du Cambrien moyen, ployés en synclinaux arasés au-dessous des schistes et grès caradociens. Au Sud, le synclinal de Caunes-Minervois repose probablement sur le Cambrien supérieur dans sa partie nord-orientale, sur le Tremadoc dans sa partie nord-occidentale, sur l'Arenig dans sa partie méridionale.

Si l'on déplie les synclinaux hercyniens de la couverture post-calédonienne, on constate que les couches du substratum ne feraient qu'un angle de l'ordre de 10 degrés avec la surface de base de la transgression dans le Nord et dans le Sud, mais qu'il existe des plis accusés, avec couches redressées jusqu'à la verticale et tendance isoclinale manifestant une poussée vers le Nord, dans la partie médiane (fig. 45).

Je crois que l'on peut admettre que les régions septentrionales avaient été partiellement surélevées lors des mouvements calédoniens précurseurs et que le paroxysme tectonique se serait surtout traduit dans une zone bordière où les sédiments cambriens assez épais et à caractéristiques dynamiques variées se sont franchement plissés. Dans le Sud, par contre, les épaisseurs relativement grandes de schistes et grès de l'Ordovicien inférieur auraient amorti les efforts tectoniques et l'on retrouverait un calme relatif.

Dans le reste du versant méridional de la Montagne Noire (1), rien ne permet de préciser davantage les effets de l'orogénèse calédonienne, car le Caradoc succède au Tremadoc ou à l'Arenig dans la totalité des Monts de Pardailhan et de Cabrières, originellement situés dans ces régions méridionales à sédimentation assez épaisse où je suppose un calme relatif. De toutes façons, les effets de l'orogénèse hercynienne s'y sont montrés trop violents pour que l'on puisse y déceler la trace de phases précédentes.

Seule, l'étude détaillée de la transgression du Caradoc et du Gotlandien nous a indiqué une avancée marine progressive du Sud vers le Nord, qui peut faire supposer l'existence d'une tectonique antérieure à direction privilégiée Ouest-Est.

(1) Il est très probable que des gauchissements ou plis calédoniens ont dû se produire aussi dans ce qui est aujourd'hui l'axe métamorphique et dans le versant septentrional, mais nous n'avons aucun moyen de les dater et de les différencier avec certitude des plis hercyniens, qui sont, en tout cas, prédominants.

L'examen, en plan, des synclinaux calédoniens du Minervois fournit un résultat du même ordre, mais on ne peut les suivre sur des distances suffisantes pour être absolument affirmatif.

Je crois cependant qu'il est permis de dire que les lignes directrices de l'orogénèse calédonienne diffèrent de celles de l'orogénèse hercynienne (direction dominante WSW-ENE) et que, en conséquence, il n'est pas possible de la considérer comme une préfiguration, une sorte de stade embryonnaire, de cette dernière.

c) **La phase ardennaise.** — Il est difficile de dire ce qui s'est passé entre le Gotlandien et le Dévonien. Lorsque le Gotlandien correspond au faciès calcschisteux, la continuité semble assurée. Par contre, dans les régions où il a le faciès de schistes noirs (Cabrières), celle-ci n'est pas démontrée. On sait, en effet, que le Ludlow supérieur et le Downton sont inconnus dans les écaïles de Cabrières. Bien que les laminages hercyniens à la base des dolomies dévoniennes puissent suffire à expliquer leur absence, M. THORAL aurait tendance à considérer qu'il y aurait lacune de la fin du Gotlandien et que celle-ci pourrait être mise en rapport avec la phase tectonique ardennaise, réduite ici à un bref épisode posthume de l'orogénèse calédonienne.

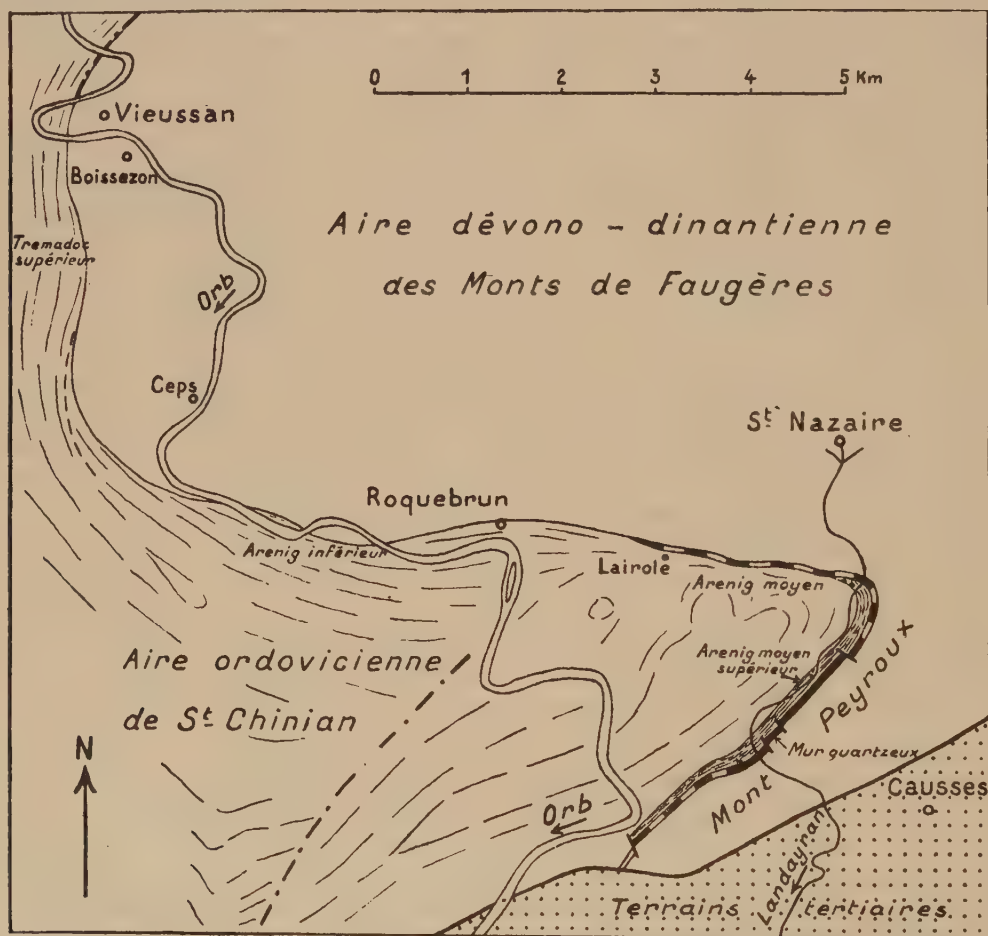


Fig. 46. — Carte schématique de la Cluse de l'Orb entre Vioussan et le Mont Peyroux (Échelle de 1/80.000^e)

Dans les régions où le Gotlandien n'existe pas au-dessous du Dévonien, nous avons vu que l'on pouvait seulement mettre en évidence la transgression dévonnaïque vers le Nord, avec modeste remaniement de résidus détritiques pouvant provenir de tous les terrains antérieurs. L'étude de la cluse de l'Orb (fig. 46) permet de préciser que le Dévonien repose

sur un pays déjà gauchi, avec partie supérieure de l'Arenig moyen dans le Sud, Arenig moyen puis Arenig inférieur dans le centre, Tremadoc supérieur dans le Nord; mais cela ne démontre pas l'existence d'une phase ardennaise, puisque le résultat serait le même avec un gauchissement taconique et continuation de l'émersion jusqu'au Dévonien.

Un fait plus important est l'absence de Dévonien dans le versant septentrional, tandis que le Gotlandien s'y trouve représenté. Peut-être pourrait-on expliquer cette anomalie par un mouvement de bascule d'âge « ardennais » provoquant une régression dans le Nord et activant la transgression dans le Sud. Ce serait alors l'effet le plus net de cette phase assez douteuse et, en tout cas, dénuée de violence.

3. — LES MOUVEMENTS PRÉCURSEURS DE L'OROGÉNÈSE HERCYNIENNE.

Aux variations près dans la profondeur de la mer, la plus grande partie du Dévonien semble correspondre à une période de calme orogénique. Cependant, le début de la formation noduleuse au Dévonien moyen, et surtout son développement au Dévonien supérieur, allant de pair avec de fréquentes et courtes discontinuités de sédimentation, suivies de remaniements, prouve une instabilité croissante du fond de la mer. L'émersion tounaisienne, qui en est l'aboutissement, paraît devoir être mise en rapport avec une phase tectonique, importante ailleurs, ici très atténuée.

Cette éventuelle *phase bretonne* ne semble traduite par aucune discordance, même cartographique, entre Dévonien supérieur et Viséen inférieur. Si, un jour, des levés plus précis permettent de distinguer quelque chose, ce ne sera en tout cas rien de bien important.

L'instabilité se poursuit néanmoins au cours du Viséen et l'on est conduit à admettre l'existence d'une véritable petite phase intraviséenne, soulignée par la formation de poudingues à lydiennes remaniées, qui prouvent une érosion ayant atteint la base du Viséen sur des surfaces suffisamment importantes.

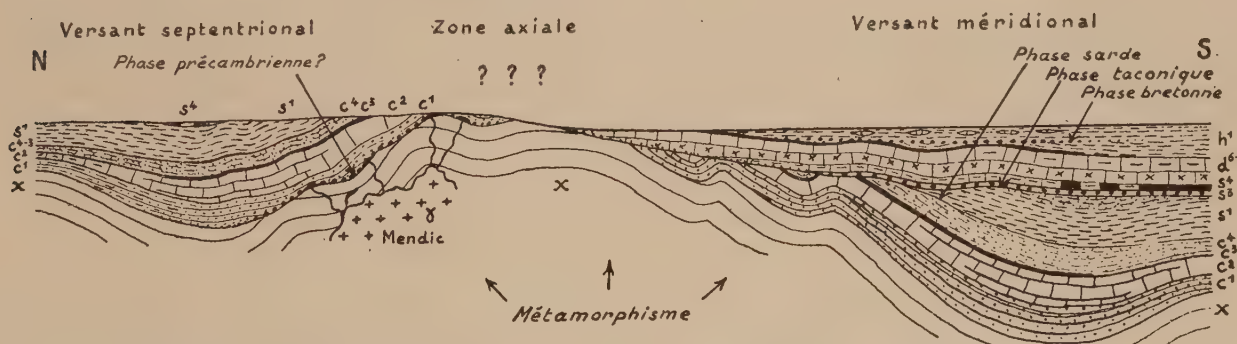


Fig. 47. — Coupe schématique synthétisant l'état hypothétique de la Montagne Noire à la veille des phases hercyniennes majeures.

γ = Granite ; x = Antécambrien ; c^1 = Grès de Marcory ; c^2 = calcaires à *Archæocyathus* ; c^3 = Schistes à *Paradoxides* ; c^4 = Grès de Barroubio ; s^1 = Ordovicien inférieur ; s^3 = Ordovicien supérieur ; s^4 = Gotlandien ; d^{6-1} = Dévonien ; h^1 = Dinantien.

Observer la subsidence dans les sillons du versant septentrional et du versant méridional, l'importance de la phase taconique à la bordure nord du versant méridional, la transgression du Caradoc (s^3) — Gotlandien (s^4) — Dévonien (d^{6-1}).

La limite supérieure du dessin correspond à peu près à l'état de conservation actuelle des sédiments et non à une surface d'érosion antéhercynienne incontestable. En effet, si la zone axiale était bien en relief relatif jusqu'au Viséen, on est conduit à supposer qu'elle se trouvait en profondeur lors de son métamorphisme, immédiatement avant les phases hercyniennes majeures.

Il semble donc que ce soit à ce moment qu'ait eu lieu la principale des phases pré-montaires, antérieures à la grande époque des plissements hercyniens.

La figure 47 synthétise l'état hypothétique de la Montagne Noire à la veille de cette phase orogénique majeure. On peut reconnaître que, pratiquement, la phase taconique est la seule qui mérite d'être soulignée, parmi les autres épisodes, quasi insignifiants dans notre région.

CHAPITRE XIV

L'OROGENÈSE HERCYNIENNE DANS LA MONTAGNE NOIRE

Une vue synthétique de la tectonique hercynienne de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales a été très longue à se dégager des travaux stratigraphiques. Nous avons dit que, parmi les auteurs anciens, BERGERON fut à peu près le seul à définir des unités structurales dont une partie doit être conservée, avec quelques retouches seulement (Écaille de Cabrières et nappe du Vigan), tandis que, parmi les récents, M. THORAL a donné une bonne esquisse des Monts de l'Est de Lacau.

Sans doute, il se trouve beaucoup d'observations exactes parmi les autres travaux, dont je ne citerai pourtant que quelques-uns. Je ne voudrais pas que l'on croie que mon but est d'en passer systématiquement la plupart sous silence, mais, bien que je les aie évidemment utilisés, leur énumération et leur discussion, finalement peu profitables pour le lecteur, ne sauraient trouver place dans le bref exposé qui va suivre.

Comme j'ai levé au 50.000^e et parfois au 40.000^e ou au 20.000^e la totalité des régions décrites, on trouvera ici, avant tout, des observations personnelles et les conclusions qui me paraissent en découler normalement.

Dans la Montagne Noire, les unités tectoniques majeures correspondent aux unités géographiques qui ont été définies : zone axiale, versant septentrional, versant méridional. La première, qui représente grossièrement un anticlinorium, est d'une étude délicate et peu sûre, dans certaines de ses parties métamorphiques ; les complications n'y paraissent cependant pas considérables. La seconde, où domine un régime de plis isoclinaux et d'écailles imbriquées, poussés vers le SE est encore relativement simple. Par contre, à côté de zones autochtones, des nappes poussées au NW sur des distances assez notables se développent dans la troisième unité, qui manifeste presque partout une complexité fort sérieuse.

L'ordre suivi dans la description sera du SW au NE dans la zone axiale, du NE au SW dans le versant septentrional et à nouveau du SW au NE dans le versant méridional. Malgré son illogisme apparent, ce circuit facilitera grandement l'exposé, en faisant passer progressivement des régions les plus simples aux plus compliquées.

1. — LA ZONE AXIALE.

La zone axiale voit se succéder, du SW au NE, le massif du Cabardès, le détroit de Lacombe, le massif de Nore, le massif de l'Agout et les Monts de Saint-Gervais. La seule discontinuité majeure qui l'interrompt est le sillon tertiaire du Thoré, limité au Sud par une faille inverse dont il sera question à propos de la tectonique posthercynienne.

a) **Massif du Cabardès (1).** — Il y a peu à dire du point de vue tectonique sur ce massif de gneiss souvent granitoïdes. Les plongements sont habituellement de 30 à 40° NW dans la partie NW qui s'enfonce sous le synclinal à matériel cambrien d'Arfons (Sorézois), tandis que les bancs gneissiques paraissent plus proches de l'horizontale ailleurs.

(1) Une grande partie du massif figure sur les coupes de la planche III,

Le granite de Lampy digère toute la bordure septentrionale; la limite orientale correspond à une faille NW-SE, probablement hercynienne tardive, avec zones broyées depuis Fontiers-Cabardès jusqu'à la bordure des terrains tertiaires transgressifs au Sud.

Des filons de quartz, souvent très puissants, notamment à Saissac, courent en direction Ouest-Est. Leur âge, sans doute antétertiaire, ne peut être mieux défini.

b) Déroit de Lacombe (1). — Cette région de schistes épimétamorphiques (Antécambrien et Cambrien inférieur), partiellement digérés par les granites de Lampy et des Martys, assure une jonction relative entre les deux versants de la Montagne Noire; aussi observe-t-on des pendages NW en bordure du synclinal d'Arfons, tandis qu'ils sont généralement Sud vers le Minervois.

Sa structure n'est cependant pas simple, puisqu'elle renferme, en son milieu, une intercalation de calcaire, probablement cambrien, que l'on suit depuis le village de Cals, par la mine de La Loubatière, jusqu'au grand tournant de la route de Laprade, dans le ravin du Linon. Il semble qu'il faille y voir un fond de synclinal pincé, dont les pendages de 10 à 20° Nord dans l'Ouest, 30° NW au centre, subverticaux au Nord, indiqueraient jusque dans cette région le régime des plis propres au versant septentrional.

Les pendages à dominances Sud commencent cependant à peu de distance, mais ils paraissent habituellement faibles (10 à 40°), quoique des passées nettement tourmentées s'y rencontrent localement (80° SSW au NW immédiat de Cuxac-Cabardès, 50° Est près de Villardonnell, par exemple).

Vers le NE, le relèvement des schistes est très lent en direction des gneiss du massif de Nore : 0 à 20° Sud dans les régions de Miraval et de La Tourette, 20° SE près des Martys. Il semble probable que les limites du métamorphisme soient obliques par rapport à la stratification et plus inclinées qu'elle dans cette zone méridionale, tandis que, plus au Nord, les plongements sont à peu près également forts (30 à 50° entre Laprade et Fonbruno), mais avec des directions différentes (NW pour les schistes, Ouest pour les gneiss).

Le massif granitique des Martys, qui digère également gneiss et schistes, est limité au SW par une faille NW-SE, à peu près parallèle à celle de Fontiers-Cabardès et probablement hercynienne comme elle. On ne peut la suivre longtemps dans la série schisteuse.

c) Massif de Nore (2). — Ce massif de gneiss, entourés de micaschistes et injectés par le granite des Martys, paraît avoir une structure très simple. Dans toute sa région centrale, les bancs gneissiques plongent vers le SW à raison de 20 ou 30° au plus, mais ses bordures micaschisteuses sont fréquemment plus redressées : presque verticales dans le NW où elles sont proches des calcaires cambriens du synclinal d'Arfons, 30 à 45° Sud à SE devant le Minervois, 45 à 60° SE à Est devant les Monts de Pardailhan.

Sa limite nord est seule anormale, en raison de la faille tertiaire de Mazamet, qui paraît présenter un plongement de l'ordre de 60° Sud. A son voisinage, les gneiss sont quelquefois ondulés, mais, en général, la faille est absolument étrangère à la structure hercynienne. Je n'ai, en tout cas, observé aucune preuve en faveur de l'existence d'un pli couché dans les gneiss, comme l'a figuré M. ROQUES [27, p. 71]. En effet, les micaschistes de Labastide-Rouairoux appartiennent seulement à la couverture du massif de l'Agout et non à un éventuel repli au front d'un anticlinal du massif de Nore. Manifestement, ce dernier massif n'est que le prolongement du premier malgré sa surélévation d'un millier de mètres due à la tectonique tertiaire cassante.

(1) Le déroit de Lacombe figure presque en totalité sur les coupes des planches III et IV.

(2) Une grande partie du massif figure sur les coupes des planches III, IV, V.

d) **Massif de l'Agout (1).** — La complexité structurale de ce massif paraît beaucoup plus grande. Sans doute, peut-on le considérer dans son ensemble comme une sorte d'anticlinal ou même de horst, limité au Nord et au Sud par des failles importantes, mais c'est là un schéma trop simpliste du point de vue hercynien et seulement admissible vis à vis de la tectonique tertiaire.

On distingue en effet une tectonique antérieure au métamorphisme, calédonienne ou hercynienne prémonitoire, dont il a été déjà donné un aperçu, une tectonique postérieure au métamorphisme général quoique antérieure aux phénomènes de granitisation, et une tectonique immédiatement postérieure, donc probablement hercyniennes majeures toutes deux, enfin une tectonique pyrénéenne, dont il sera surtout question plus loin.

Il semble que la première phase explique en partie l'apparente « montée » du métamorphisme à des niveaux stratigraphiques différents et notamment l'englobement par les gneiss de calcaires probablement cambriens.

Les phases proprement hercyniennes ont donné la structure générale en anticlinorium du noyau gneissique, que les mouvements tertiaires ont seulement accusée. Dans l'état actuel, les plongements d'ensemble sont d'une trentaine de degrés vers le SW près du sillon du Thoré, de 50 à 60° vers le NW et le Nord dans les Monts du SW de Lacause, de 70 à 80° vers le SE dans les Monts de l'Espinouse, de 30 à 60° vers l'Est devant les Monts de Saint-Gervais. Mais on rencontre aussi, surtout à mesure que l'on gagne l'intérieur du massif, des plongements de toutes intensités et de toutes directions.

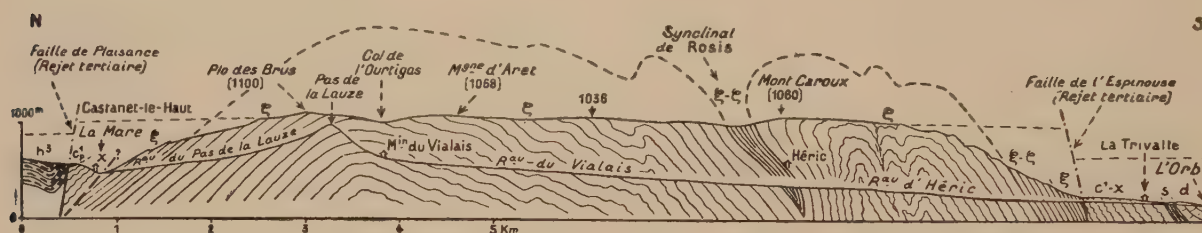


Fig. 48. — Coupe de la partie orientale du massif de l'Agout

ζ = Gneiss; ξ - ζ = Alternances de Micaschistes-Leptynites et de Gneiss; ξ = Micaschistes et Leptynites; x = Antécambrien
c¹-x = Formation de passage de l'Antécambrien au Cambrien; c¹p = Poudingue de base du Cambrien; s = Silurien;
d = Dévonien; h³ = Stéphanien. — Le tireté subhorizontal correspond à la surface d'aplanissement anté-tertiaire.

(Les injections de granulites-pegmatites, au Nord et surtout au Sud du massif, ne sont pas figurées)

La zone où il est le plus facile de s'en rendre compte est celle qui est comprise entre Anglès, La Salvétat et la bordure NW, où nous avons déjà signalé que des aires synclinales moins métamorphiques se trouvent conservées. En plus des replis, parfois violents (pl. II, coupes 24 à 31), il existe des failles obliques (écaille d'Espérières) manifestant des poussées vers le SE et qu'il convient donc de rattacher au régime tectonique du versant septentrional. D'autres accidents, post-granitiques certains, sont la faille SW-NE qui scinde en deux parties le massif de La Salvétat ainsi que les écrasements visibles sur toute la bordure septentrionale, où le rejeu tertiaire peut cependant les avoir accusés.

Dans la zone SE du massif (Monts de l'Espinouse), il est moins aisé de distinguer la structure réelle car la série métamorphique, plus monotone, ne renferme guère que des bancs gneissiques fréquemment très redressés. Cependant, on rencontre parfois des pendants de 10 à 30° Nord au lieu des 50 à 80° SE normaux, de telle sorte que de fortes ondulations demeurent assurées.

(1) Les bordures du massif figurent sur les coupes des planches I, II, V, VI.

Le fait devient d'ailleurs incontestable quand on passe à l'extrémité orientale du massif, dont la structure peut être remarquablement observée dans la coupe naturelle subméridienne des gorges d'Héric et du ruisseau du Pas de la Lauze (1) (fig. 48).

Dans cette région, la zone axiale se subdivise en deux anticlinaux majeurs, celui du Vialais au Nord, celui du Caroux au Sud, séparés par le profond repli du synclinal de Rosis. Ce dernier, que l'on suit depuis les environs de Mauroul, par le Montahuc, le Nord de Bardou, Héric et Douch, est nettement déjeté vers le Nord et se rattache ainsi au régime tectonique du versant méridional. La charnière de l'anticlinal du Vialais est elle-même reportée assez au Nord, donnant un pli dissymétrique, de telle sorte que, si dans les régions occidentales, où le massif de l'Agout est le plus large, les effets des poussées Nord-Sud s'observent sur une grande profondeur, dans la région orientale, où le massif est plus étroit, les effets opposés semblent prédominer. Nous verrons ultérieurement la conclusion qui paraît devoir s'en dégager.

e) **Monts de Saint-Gervais (2).** — A l'Est de la région précédente, les schistes cristallins disparaissent en profondeur (fig. 49). L'axe anticlinal du Vialais se poursuit cependant par Saint-Gervais et Castanet-le-Bas, dans les terrains antécambriens et cambriens, jusqu'au contact du bassin houiller de Graissessac, ainsi que l'axe du Caroux vers Combes, le Secondaire du fossé de Bédarieux le masquant ensuite. Dans l'intervalle, le synclinal de Rosis s'élargit et admet progressivement des termes de plus en plus récents jusqu'au Cambrien supérieur, ainsi que nous l'avons indiqué dans la description stratigraphique, mais il se referme au-delà de Saint-Étienne-d'Estrechoux, en dessinant une cuvette.

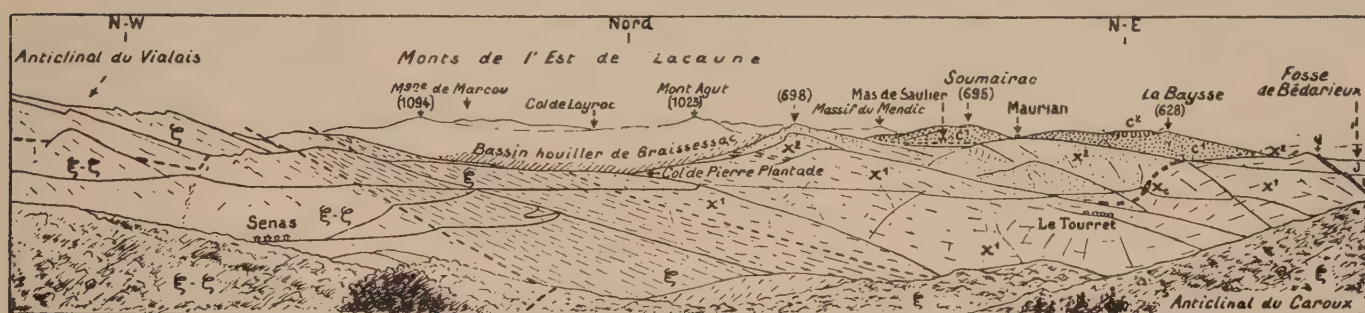


Fig. 49. — Extrémité orientale du massif de l'Agout et monts de Saint-Gervais
vus de la route du col de Madale à Combes

ζ = Gneiss ; ξ-ζ = Alternances de Micaschistes-Leptynites et de Gneiss ; ξ = Micaschistes et Leptynites ; x¹ = Antécambrien inférieur ; x² = Passée calcaire dans l'Antécambrien ; x³ = Antécambrien supérieur ; c¹ = Grès de Marcory ; c² = Calcaires à *Archæocyathus* ; Q = Filon de quartz ; t = Trias ; j = Jurassique.

Les terrains antécambriens et cambriens ne sont pas distingués, au Nord du Bassin houiller de Graissessac.

La structure, assez simple malgré un étirement local au Nord de Verenoux, n'indique aucune direction de poussée privilégiée. Nous sommes toujours dans la zone axiale où s'amortissent les efforts venus du Nord et du Sud.

2. — LE VERSANT SEPTENTRIONAL.

Nous décrirons successivement les Monts de l'Est de Lacaune, les Monts de l'Ouest de Lacaune, les Monts du Sorézois. La séparation entre les deux premières régions est assez artificielle. Nous admettons qu'elle correspond à la zone où les calcaires cambriens n'affleurent pas en surface, précisément à la limite entre les feuilles géologiques de Bédarieux-Saint-Affrique d'une part et de Castres-Albi d'autre part. Quant à la troisième région, elle se trouve franchement isolée, au delà du sillon du Thoré et du Golfe tertiaire de Castres.

(1) On verra que la coupe que je propose est assez différente des interprétations de M. THORAL [34, p. 57] et de M. ROQUES [27, p. 55].

(2) Voir les coupes des planches I et VI et la fig. 6. La feuille géologique de Bédarieux est très erronée pour cette région.

a) **Monts de l'Est de Lacaune** (fig. 50 et planche de coupes N° I). — Les auteurs anciens, comme Ad. BOISSE, avaient déjà reconnu dans cette contrée l'alternance de bandes calcaires et de bandes schisteuses ou gréseuses alignées à peu près en direction SW-NE. Les levés de M. THORAL, auxquels je n'ai apporté que de menues corrections, ont permis de préciser qu'il s'agissait d'une série de plis le plus souvent isoclinaux, fréquemment faillés et passant à des écailles imbriquées poussées vers le SE. Les cœurs anticlinaux peuvent laisser voir jusqu'à l'Antécambrien. Les synclinaux peuvent renfermer des assises allant jusqu'à l'Ordovicien inférieur et, localement, au Gotlandien. Vers le Sud, la limite de la zone axiale et le synclinal houiller de Graissessac apportent des éléments de confusion, sur lesquels il y aura à revenir.

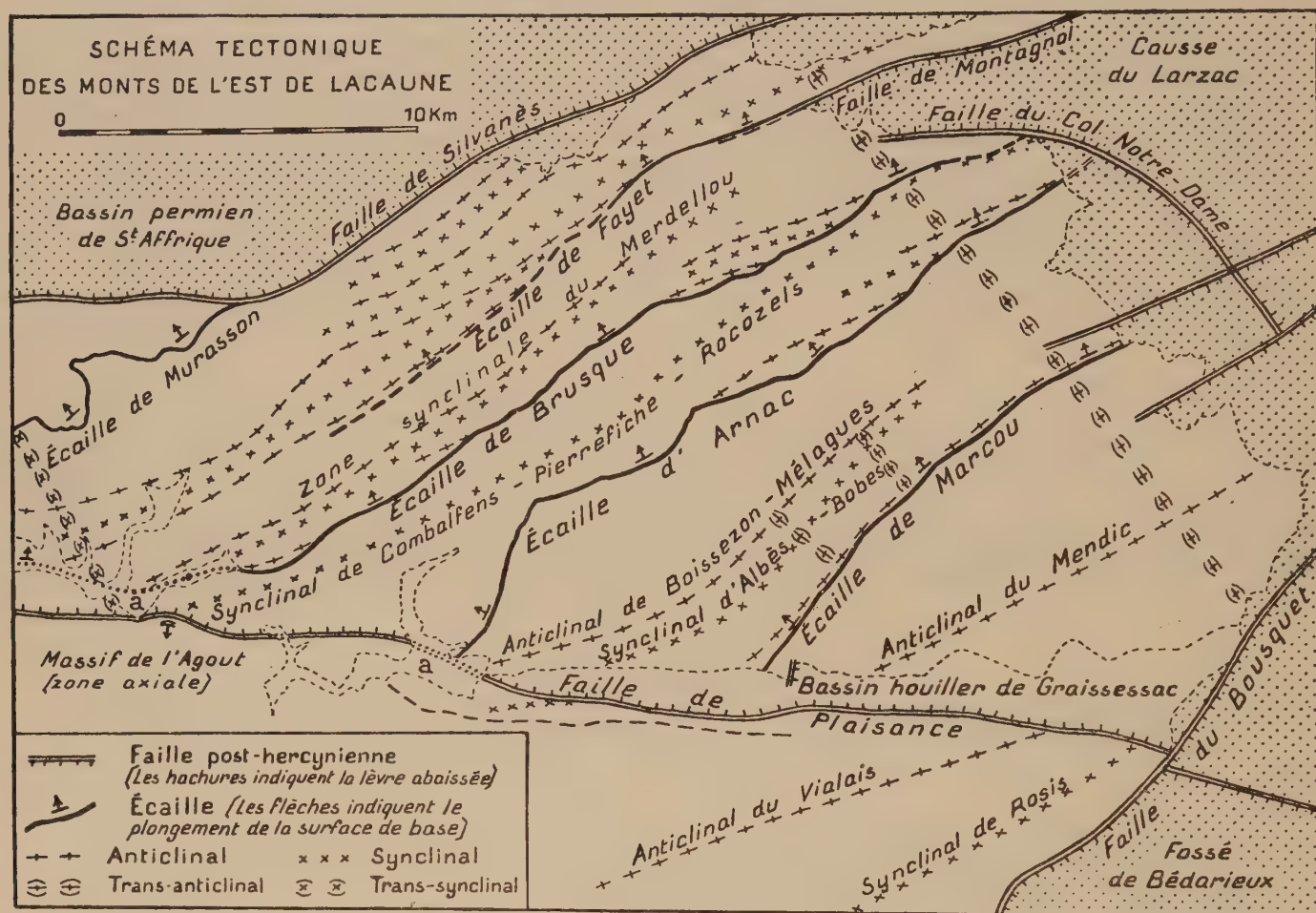


Fig. 50

(Échelle de 1/200.000^e)

L'unité la plus méridionale, qui paraît parfaitement autochtone, est constituée par le *brachyanticlinal du Mendic*, à cœur antécambrien. Sa couverture de poudingues mylonitisés, de grès de Marcory et de calcaires à *Archæocyathus* est entièrement visible au NW, entre Saint-Geniès-de-Varensal et la région d'Avène. Son flanc SE est par contre en partie masqué, mais les poudingues cambriens ont été retrouvés sous le Permien du Lodévois dans un sondage au Ruffas et les calcaires reparaissent dans les Monts de Saint-Gervais au delà du Houiller de Graissessac. Ainsi, malgré un petit repli intermédiaire, ayant permis par exemple la conservation des calcaires au NE de Saint-Gervais, il y a lieu de croire que l'anticlinal du Mendic est un simple relais de l'anticlinal du Vialais et se rattache étroitement au prolongement de la zone axiale.

Au-dessus, vient l'*écaille de Marcou*, simple pli-faille très redressé ne manifestant qu'une faible translation oblique. La succession du Cambrien complet, puis du Silurien, paraît simple dans le NE, mais on voit bien, vers le SW, qu'il s'y succède en réalité plusieurs replis : anticlinal de la Montagne de Marcou, synclinal d'Albès-Bobes (avec deux surélévations axiales orthogonales expliquant la discontinuité des calcaires), anticlinal de Boissezon-Mélagues.

L'unité suivante, l'*écaille d'Arnac*, est plus franchement décollée au-dessus des schistes siluriens de l'unité de Marcou. A son extrémité orientale, elle se moule très nettement sur le Nord des granites de La Devèze (au lieu de passer au Sud, comme l'avait cru M. THORAL), mais sa base est néanmoins métamorphisée. L'axe du pli-faille qui lui a donné naissance, peut-être formé du relais de deux anticlinaux très rapprochés, devient visible à partir de Labiras, car les calcaires de son flanc SE sont conservés au-dessus du Cambrien inférieur-Antécambrien dans la zone du Puy du Lion et près de Las Cours. En arrière, vient le grand synclinal de Combalfens-Pierrefiche-Rocozeles, à cœur acado-potsdamien dans l'Ouest. Dans sa partie médiane, entre Brusque et le Bois de Saint-Thomas, les alternances de calcaires, calcschistes et schistes avaient fait croire à de nombreux replis, mais il s'agit manifestement de récurrences de faciès d'ordre sédimentaire dans le Géorgien supérieur et l'Acadien.

L'*écaille de Brusque*, qui recouvre celle d'Arnac dans le NW, présente des caractères analogues : petits replis très rapprochés, passant à plis-failles dans la région NE où affleure la base du Cambrien (à partir de Moulergues seulement et non jusqu'à l'Ouest de Brusque, comme l'avait figuré M. THORAL), récurrences de faciès pouvant faire croire à des replis dans la partie médiane, puis grande zone synclinale du Merdellou, où il est possible qu'existe une petite ondulation anticlinale secondaire.

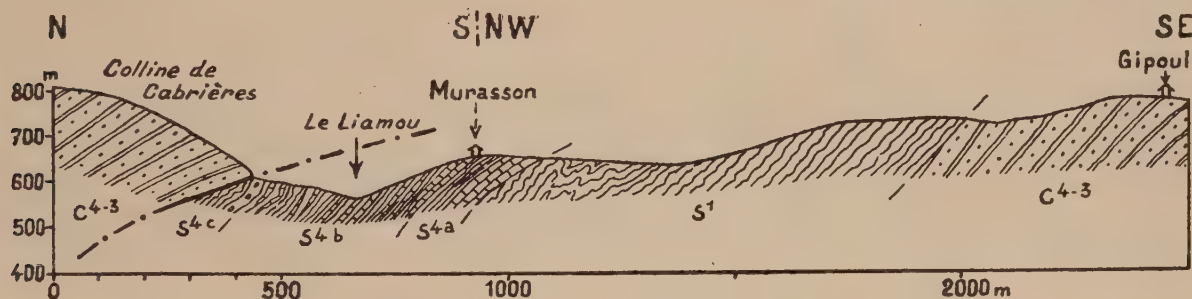


Fig. 51. — Coupe de la région de Murasson
(en partie d'après M. THORAL)

c⁴⁻³ = Acado-Potsdamien ; s¹ = Ordovicien inférieur ; s^{4a} = Llandovery ; s^{4b} = Wenlock ; s^{4c} = Ludlow.

L'*écaille de Fayet* vient enfin, avec une succession complexe d'anticlinaux et de synclinaux ; nets seulement dans le NE, où se distingue notamment l'anticlinal à cœur de Cambrien inférieur — Antécambrien visible depuis Combalières, par le Pic de Roste, jusqu'au delà du Signal de Monnié (confondu en partie avec le Cambrien supérieur par M. THORAL). Mais vers le SW, il est difficile de séparer les alignements calcaires appartenant à des axes anticlinaux de ceux qui correspondent à des alternances de faciès, dans une zone, de toutes façons, très plissottée.

Le Gotlandien, conservé à la suite du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien inférieur seulement à l'extrémité occidentale de cette unité, s'y montre recouvert par l'*écaille de Murasson*, qui manifeste le plus grand déplacement tangentiel visible dans les Monts de Lacauene, avec un recouvrement apparent de deux kilomètres (fig. 51). Le Cambro-Ordovicien de l'*écaille* appartient déjà à la série compréhensive schisto-gréseuse de l'Albigeois, dans laquelle il n'est plus guère possible de discriminer des unités tectoniques.

Une mention spéciale doit être réservée à la région de Murat-sur-Vèbre, dont les levés antérieurs ne donnent qu'une idée tectonique très imparfaite (fig. 52). Elle se trouve séparée du reste des Monts de l'Est de Lacaune par la suite du bassin houiller de Graissessac et par un grand développement d'alluvions qui gênent les observations.

Dans l'Est, entre Ginestet et Les Longagnes, trois ou quatre replis synclinaux montrent les calcaires cambriens (c^2) conservés dans les grès et schistes sous-jacents (c^1-x). Il faut peut-être y voir la terminaison occidentale du synclinal des calcaires situés immédiatement au-dessous de l'écaille de Marcou (bande d'Avène - Saint-Geniès).

On ne trouve plus ensuite que des grès et schistes épimétamorphisés ($c^1-x\xi$), dans lesquels apparaissent discontinûment des lentilles de poudingues mylonitisés (c_p^1). Au NE et au NW de Murat, ces derniers deviennent abondants et prouvent que l'on a affaire à la base du Cambrien, touchée par la gneissification à Murat même. Enfin, au NW (Le Causse), se trouve un témoin de calcaires cambriens, dont il est impossible de dire s'il est la suite des calcaires de l'écaille de Marcou ou de l'écaille d'Arnac, la première liaison paraissant néanmoins la plus vraisemblable.



Fig. 52. — Carte géologique de la région de Murat-sur-Vèbre

(Échelle de 1/50.000^e)

ζ = Gneiss ; ξ = Micaschistes ; x = Antécambrien ; c_p^1 = Poudingue de base du Cambrien ; c^1 = Grès de Marcory ; c^2 = Calcaires à *Archæocyathus* ; c^{4-3} = Acado-Potsdamien ; s^1 = Ordovicien inférieur ; h^3 = Stéphien ; Q = Filons de Quartz ; Aa^1 = Éboulis et Alluvions anciennes ; a^2 = Alluvions récentes (a^2T = Alluvions tourbeuses).

En définitive, il existe dans les Monts de l'Est de Lacaune une douzaine d'anticlinaux SW-NE et cinq écailles principales, poussées vers le SE, sur une transversale de 20 kilomètres environ.

La genèse des écailles aux dépens des plis-failles, vraie dans l'ensemble, n'est pas rigoureuse dans les détails. En plusieurs endroits, notamment vers le NE, nous avons vu que les plis pouvaient être tranchés obliquement par les écailles, ces dernières résultant d'un jeu tectonique cassant un peu postérieur au jeu souple du plissement et de direction légèrement différente, le début des venues granitiques s'étant d'ailleurs produit entre les deux phases.

Du point de vue dynamique, on s'explique facilement que les discontinuités tectoniques intéressent indifféremment des couches diverses. En effet, grès et calcaires massifs au SE, complexes schisto-gréseux et calcschistes au NW, présentent à peu près, dans chacune des zones, les mêmes caractéristiques de résistance aux efforts. La base des écailles ne correspond donc pas à un niveau stratigraphique déterminé et l'on observe seulement que la tendance au chevauchement est plus grande lorsque le substratum est constitué par les schistes siluriens relativement plastiques (Arnac, Murasson).

L'obliquité de l'écaille peut s'abaisser, dans ce dernier cas, entre 20 et 45° NW, tandis que, partout ailleurs, les écailles sont assez redressées, avec des plongements de 60 à 80° NW, habituellement supérieurs au pendage isoclinal moyen des couches. Ce dernier varie, en effet, de 45 à 80° NW, quoiqu'il existe quelques zones de plis plus lâches, où l'on arrive à l'horizontalité.

Il semble, d'ailleurs, que l'intensité du plissement soit plus grande dans l'Est, en raison du fait que les niveaux inférieurs peu plastiques (Antécambrien et grès de Marcory) affleurent exclusivement de ce côté. L'abaissement axial vers l'Ouest, général pour tous les plis, fait que l'on n'en rencontre plus au delà d'une ligne joignant approximativement Camarès à Saint-Génies-de-Varensal, tandis qu'au delà d'une autre ligne parallèle joignant Barre aux Sénausses les calcaires cambriens deviennent eux-mêmes plus rares et n'apparaissent qu'épisodiquement. Les schistes prédominent alors et tous les accidents semblent s'amortir dans ces niveaux supérieurs plus souples. Nous verrons néanmoins, par l'étude des Monts de l'Ouest de Lacau, où reparaissent les niveaux inférieurs, que les plis intenses ne s'en poursuivent pas moins en profondeur.

b) Monts de l'Ouest de Lacau (fig. 53 et planche de coupes N° II). — Les feuilles géologiques de Castres (BERGERON) et d'Albi (THORAL) ne donnent pour cette région, à matériel essentiellement cambrien, que des contours très imparfaits. La révision complète que j'en ai réalisée m'a montré que le style tectonique des Monts de l'Est de Lacau, avec plis et écailles imbriquées poussés au SE, se poursuivait, identique, dans l'Ouest de ce chef-lieu de canton.

Nous avons vu que ce régime débutait déjà au sein de l'axe métamorphique, tout au moins avec le synclinal chevauché par la petite écaille d'Espériers. Nous considérerons cependant comme sensiblement autochtone la *zone de Brassac — Sud de Lacau*, séparée de la zone axiale seulement par un contact mi-métamorphique mi-tectonique (probablement faille tertiaire). De petits glissements y sont décelables au SE de Lacau, mais, en gros, on observe toujours la succession normale des divers termes du Cambrien, épi à méso-métamorphisés et plongeant faiblement vers le NW.

Au SW de Lacau, entre Jampi et Fonbonne, une zone schisteuse peut être interprétée comme un repli synclinal dans les calcaires ou comme une passée interstratifiée. Par contre, entre Brassac et le SW de Cambounès, un véritable anticlinal fait reparaître les calcaires au sein des schistes.

Au-dessus, vient la très importante *écaille de Cambounès-Lacau*, dont le chevauchement est visible sur plus d'un kilomètre dans la vallée du ruisseau de Cambous, en amont de Soullègre. Sa base est formée par des micaschistes entre Soullègre et Jammery. Les schistes et grès qui leur font suite, encore touchés par le métamorphisme, peuvent appartenir à l'Antécambrien aussi bien qu'au Géorgien. En tout cas, se développe à leur

partie supérieure la « formation calcarifère » qui comprend trois bandes calcaires assez étroites dans le S W, quatre dans la vallée du Gijou entre Gijounet et Viane, deux seulement, mais assez épaisses, vers le NE.

La base de l'écaïlle recoupe franchement ces niveaux près de Bonpas (Nord de Castelnau-de-Brassac) et à Lacaune même. Le fait que les calcaires de l'écaïlle recouvrent ceux du substratum (brèche minéralisée au contact), joint à la complication des alternances calcaires et schisteuses dans le Cambrien moyen, avait empêché antérieurement de comprendre la structure, en somme assez simple, de cette dernière région (fig. 54).

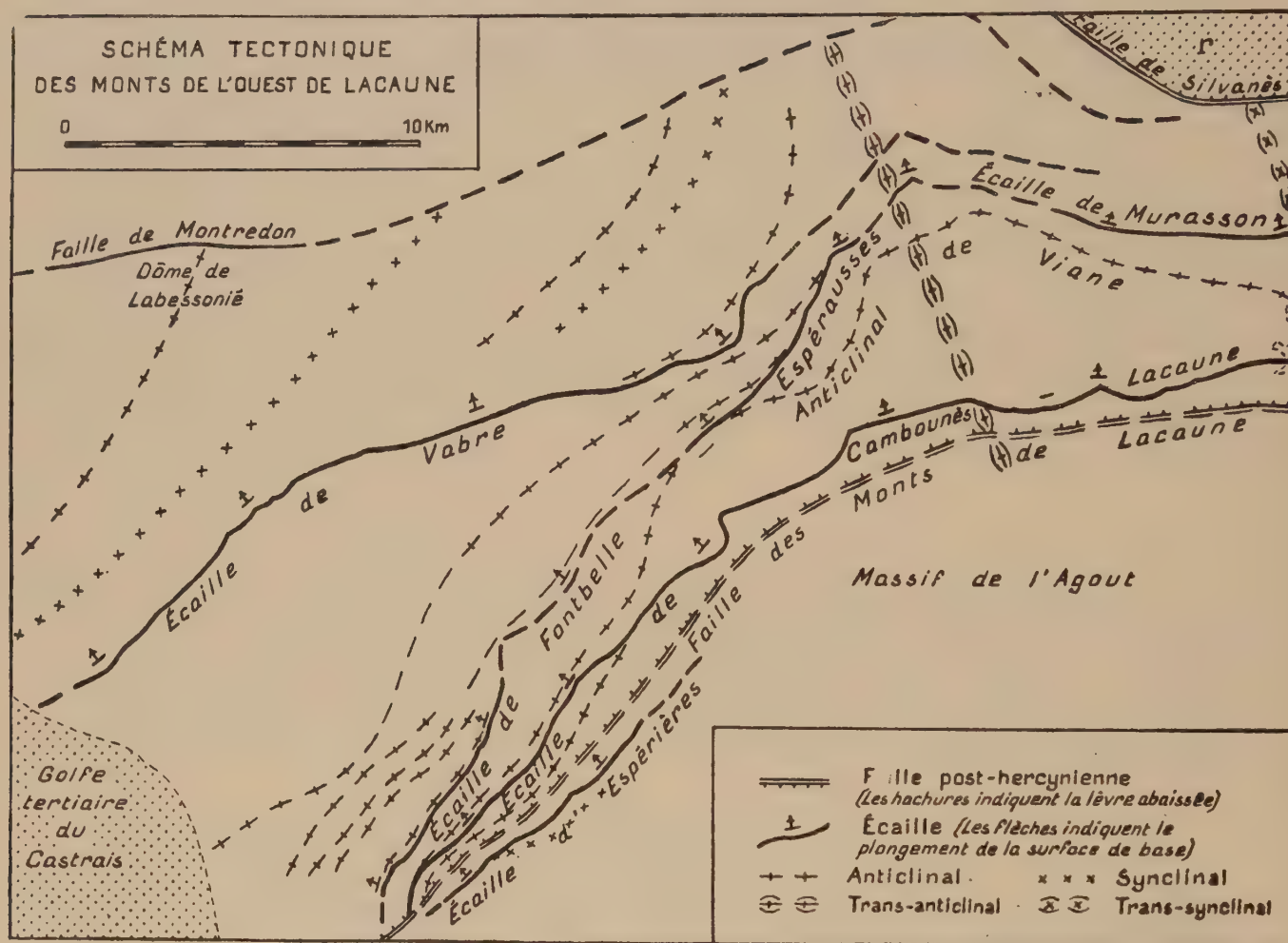


Fig. 53
(Échelle de 1/200.000^e)

Vers l'Est, il est difficile de dire où passe exactement le contact anormal au sein des schistes du Cambrien supérieur. La présence d'une doline, dite « Trou de l'Aven », dans les schistes, 1.600 mètres à l'Est de la cote 893, me fait croire que les calcaires se trouvent à faible profondeur, donc que la surface de chevauchement se poursuit au Sud immédiat de ce point et continue sous les alluvions récentes jusqu'à Moulin-Mages, où débute la partie visible de l'écaïlle de Brusque.

Cette dernière unité, qui appartient aux Monts de l'Est de Lacaune, semble ainsi constituer le prolongement de l'écaïlle de Cambounès-Lacaune, trait majeur du versant septentrional.

Vers le SW, l'écaïlle se suit avec peine dans les schistes de l'Ouest de Brassac, où le petit pointement granitique de Guzanes paraît la jalonner à peu près, puis, plus nettement, par la base des calcaires du Causse de Cambounès, jusqu'à la région de Fouletières où elle se perdrait dans la zone axiale métamorphique.

Ces calcaires de Cambounès ne sont pas la suite de l'affleurement de la formation calcarifère dont il vient d'être question, mais ils appartiennent à un repli anticlinal plus externe, qui se détache progressivement de la base de l'écaïlle à mesure que l'on avance vers le Nord. On le suit d'une façon plus ou moins continue par Les Planquettes, Sablayrolles, Espérausses, Viane, Escroux, La Combe, dans une position qui se moule sur les contours de la partie inférieure de l'écaïlle. Il semble que cet *anticlinal de Viane* doive se poursuivre vers l'Est par le minuscule affleurement calcaire de Grenouillère et se relier à l'un des axes anticlinaux appartenant à l'écaïlle de Fayet, dans les Monts de l'Est de Lacaune.

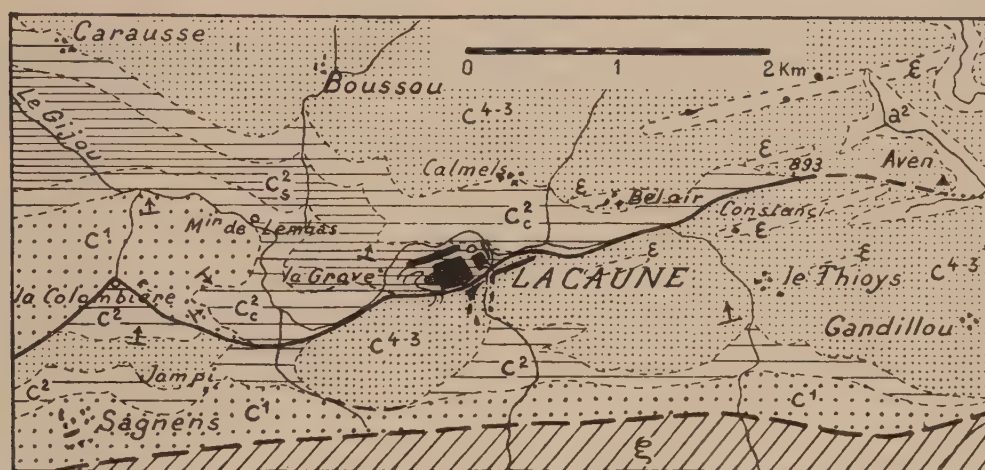


Fig. 54. — Carte géologique de la région de Lacaune

(Échelle de 1/50.000^e)

ξ = Micaschistes ; c¹ = Grès de Marcory ; c² = Formation calcarifère (Au Nord de Lacaune, les deux niveaux calcaires c²c sont séparés par un niveau schisteux c²s) ; c⁴-³ = Acado-Potsdamien ; ε = Filons de dolérites ; a² = Alluvions récentes.

Nota : Pour ne pas surcharger le dessin, le métamorphisme, sensible au moins jusqu'au parallèle de Calmels, n'a pas été figuré en dehors de la zone axiale.

L'unité suivante, l'*écaïlle de Fontbelle-Espérausses*, est partiellement plus hypothétique. C'est dans sa partie médiane, entre Espérausses et Prades, que l'on reconnaît le mieux le chevauchement de ses calcaires sur ceux de l'anticlinal de Viane.

Vers le SW, de forts plissottements dans les schistes et la venue granitique de La Fabrié, puis la bande calcaire de La Bayourte, Fontbelle, Lavalette, semblent jalonner sa base ; mais il est possible qu'il s'agisse seulement d'un anticlinal assez aigu et localement faillé. En tout cas, son extrémité, comme celles des unités précédentes, pique droit sur la limite de la zone axiale au lieu de se mouler sur elle.

Vers le NE, elle paraît se poursuivre à la limite, parfois injectée de quartz, des affleurements calcaires discontinus de l'Adrech, Rieupeyroux, et La Bessière, en se recourbant dans les schistes de la région de Sénaux, parallèlement au dessin de toutes les unités sous-jacentes. Je crois qu'elle se raccorde, à Roucayrol, à l'écaïlle de Murasson, qui constituerait son prolongement oriental.

Plusieurs replis anticlinaux se détachent de la base de l'écaille, qui les recoupe obliquement, à mesure qu'on s'avance vers le SW. Le plus important est souligné par les calcaires de Besselbes (NW d'Espérausses), probablement ceux de Ferrières (inclus dans le massif granitique du Sidobre), enfin, peut-être, la bande de Fiallesuch (SW de Saint-Salvy-de-la-Balme). Entre cette dernière et Fontbelle, il est difficile de dire si les trois passées de calcaires et calcschistes que l'on observe sont bien des cœurs anticlinaux distincts ou seulement des alternances dans le Cambrien moyen.

Le granite du Sidobre empêche aussi de préciser les conditions exactes de l'Ouest de cette unité tectonique, mais, immédiatement au delà de ce massif, et se moulant en partie sur lui, vient l'*écaille de Vabre*. Les calcaires cambriens, discontinus au milieu des schistes qui prédominent à leurs dépens, avec une semelle plus gréseuse représentant peut-être la formation de Marcory, jalonnent la base de l'accident à Burlats, à Millésime et de l'Ouest de Vabre à l'Est de Cruzis. Le prolongement vers Camalières et au delà, dans les schistes et les grès, est soumis à une grande part d'interprétation, malgré les injections quartzeuses qui semblent le jalonner.

En arrière de cet accident existent probablement quelques larges replis à axes SSW-NNE, dans le Cambrien supérieur de la région de Lacaze; mais on ne peut être certain que de ce qui se passe dans l'Ouest, où le *dôme de Labessonié*, un peu allongé en brachyanticlinal SSW-NNE, ramène au jour tous les niveaux jusqu'à l'Antécambrien métamorphisé.

Les plongements sont assez réguliers dans toute sa périphérie, sauf au Nord, où il est brusquement interrompu par la faille du Château de Montredon, orientée WSW-ENE et injectée d'énormes filons quartzeux. Bien que les terrains éocènes transgressifs dans cette région semblent intéressés par la faille, je crois qu'il s'agit uniquement d'une apparence : Les filons de quartz étaient en relief au début du Tertiaire comme maintenant et l'Eocène a été ultérieurement décapé par l'érosion plus largement dans le Nord que dans le Sud. Il n'est cependant pas certain que la faille corresponde au même jeu que les écailles précédemment décrites. J'aurais plutôt tendance à y voir un accident d'âge permien, en raison de sa liaison avec les grandes venues quartzeuses, mais l'hypothèse demeure invérifiable actuellement.

Plus au Nord, les schistes de l'Albigeois, quoique fort gauchis, ne m'ont rien montré de net comme structure hercynienne. En moyenne, les plis ont d'ailleurs l'air de s'atténuer depuis l'écaille de Vabre et le style isoclinal disparaît progressivement.

En définitive, les Monts de l'Ouest de Lacaze renferment, sur une transversale d'une vingtaine de kilomètres, une succession de plis (au plus une dizaine dans l'Ouest) et trois ou quatre écailles qui les tranchent un peu obliquement. Tous les caractères sont très analogues à ceux des Monts de l'Est de Lacaze, qui en constituent le prolongement évident. Le plissement paraît cependant un peu moins accusé et les simples ondulations deviennent la règle lorsqu'on s'éloigne de la zone axiale.

Le raccord des écailles, dans l'ensemble des Monts de Lacaze, prouve que, si leur chevauchement ne doit jamais dépasser quelques kilomètres, elle n'en constituent pas moins des traits tectoniques suivables sur des distances pouvant dépasser 60 kilomètres (Écaille de Cambounès-Lacaze-Brusque).

En gros, bien que d'âges un peu différents, plis et écailles manifestent également une poussée vers le SE. Cependant, entre Viane et Moulin-Mages, les directions dominantes sont Ouest-Est et non SW-NE. Il est possible que cet aspect soit uniquement dû au fait de l'exaltation axiale des accidents vers Viane et, au contraire, à leur abaissement vers Moulin-Mages. Il est possible aussi que les plis soient déviés par un socle induré situé à faible profondeur au-dessous de la première région, la plus métamorphique de tout le versant septentrional,

Par ailleurs, les écaïlles semblent se mouler grossièrement sur la zone axiale dans l'Ouest (sauf vers Cambounès), tandis qu'elles s'en détachent nettement dans l'Est. Je crois qu'une telle apparence est due surtout au fait de la surrection du « horst » de la zone axiale essentiellement dans l'Est. Dans cette région, les écaïlles de Marcou et d'Arnac, qui devaient se prolonger sur son emplacement, n'y sont plus décelables dans les zones profondes actuellement en surface. C'est seulement dans l'Ouest, moins surélevé, que l'on distingue des débuts d'écaillages intéressant la masse gneissique (Espérières).

En tout cas, je ne crois pas exacte l'hypothèse de M. THORAL, suivant laquelle les écaïlles se seraient écrasées et tordues contre une zone axiale déjà très proéminente. En effet, on n'observe pas de véritable torsion; quant aux laminages visibles sur toute la bordure des régions métamorphiques, ils peuvent résulter de la surrection et de la tendance au chevauchement vers le Nord de ces dernières, lors des phases hercyniennes tardives et des phases tertiaires.

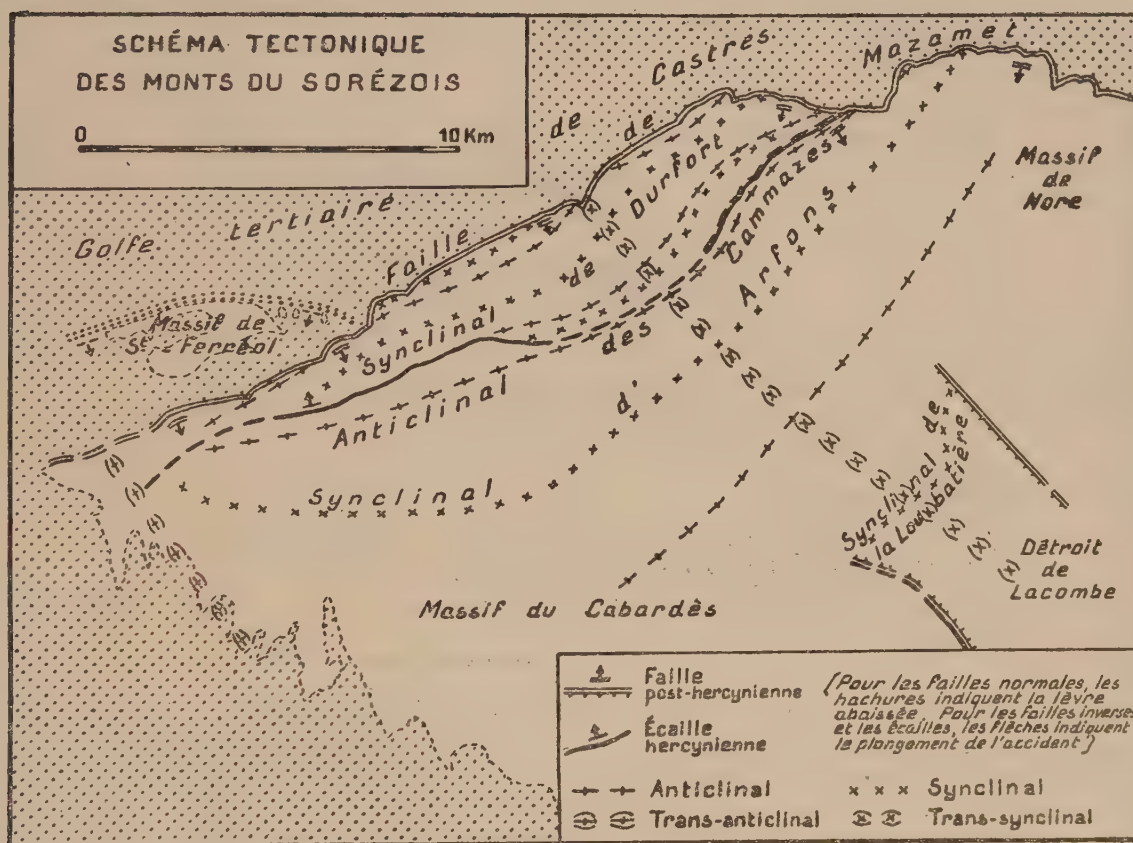


Fig. 55

(Échelle de 1/200.000^e)

c) Monts du Sorézois (fig. 55 et planche de coupes N° III). — Ici encore, les contours anciens de BERGERON ont dû être entièrement refaits, quoique la région paraisse relativement simple. De l'intérieur du massif vers la plaine du Castrais, on y voit se succéder, en gros, le synclinal d'Arfons et le synclinal de Durfort, que sépare l'anticlinal à cœur gneissique des Cammazes.

Le synclinal d'Arfons, subvertical dans le NE, très couché dans le SW, s'appuie sur la zone axiale du massif de Nore, du détroit de Lacombe et du massif du Cabardès. Sa série cambrienne (arrivant peut-être au Potsdam-Ordovicien dans la Forêt d'Hautaniboul?), épimétamorphisée au Nord et au centre, mésométamorphisée au Sud, est remarquable par la réduction des calcaires en une seule bande étroite dans son flanc SE, tandis qu'on trouve un large complexe calcaireux à trois bandes discontinues dans le flanc NW (fig. 56). Le passage d'un type à l'autre s'observe parfaitement grâce à la surélévation axiale et à l'intersection oblique de son extrémité occidentale par la surface topographique.

En dehors de son intérêt stratigraphique, la compréhension de cette dernière zone, proche de Labécède-Lauragais, est capitale. Elle nous montre, en effet, que l'apparence de bandes calcaires orientées NW-SE à cet endroit résulte uniquement de l'intersection du fond du synclinal, plongeant entre 20 et 40° NW, dont l'orientation générale demeure SW-NE. L'opinion de BERGERON suivant laquelle on verrait là le rebroussement des plis en direction armoricaine, donc la pointe du fameux «V hercynien» du Massif Central est en conséquence certainement erronée. La totalité de la Montagne Noire appartient au système de plis varisques.

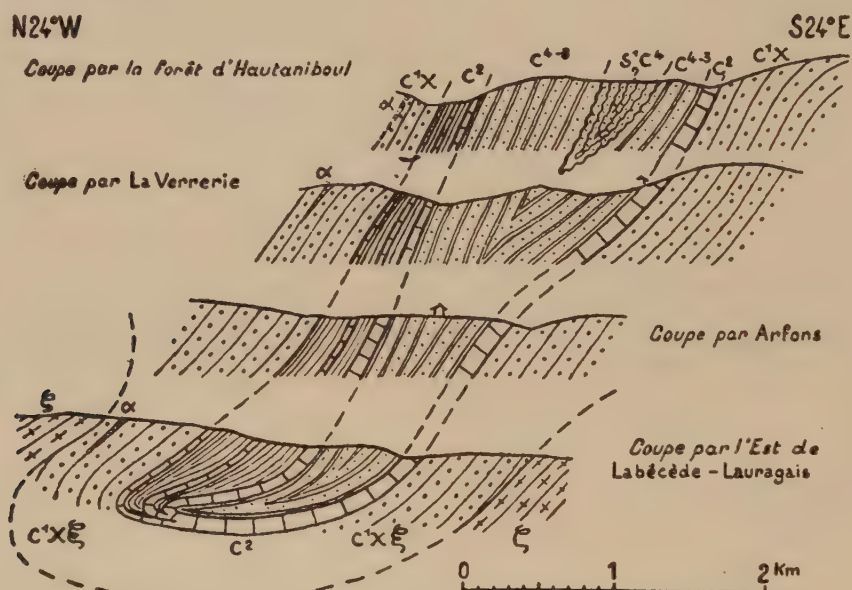


Fig. 56. — Coupes en coulisses du synclinal d'Arfons

ξ = Gneiss ; ξ = Micaschistes ; α = Amphibolites ; c¹x = Formation de passage de l'Antécambrien au Cambrien ; c² = Formation calcaireuse ; c⁴-³ = Acado-Potsdamien ; s¹c⁴ = Potsdam-Ordovicien (?).

L'anticlinal des Cammazes correspond à une longue bande antécambrienne gneissifiée à ses deux extrémités, micaschisteuse seulement au centre (NW d'Arfons). Son flanc SE, subvertical dans le Nord, comme le synclinal d'Arfons, est nettement couché sur ce dernier (plongements de 45 à 60° NW) dans le Sud ; mais les contacts paraissent toujours normaux. Par contre, son flanc NW est anormal et les gneiss se trouvent brutalement au contact de l'Antécambrien à peine métamorphique du système synclinal de Durfort.

Le système synclinal de Durfort montre la succession d'un premier petit synclinal (du Montalric), où le niveau des poudingues de la base du Cambrien est seul conservé, d'un petit anticlinal antécambrien (d'En-Pagès), d'un grand synclinal (de Durfort proprement dit), où l'on trouve un Cambrien à peu près complet, et d'un petit anticlinal (de Berniquaut), à cœur formé par le Cambrien inférieur.

Normalement, les couches présentent le pendage isoclinal NW habituel. Cependant, tout le long de la bordure de la Montagne Noire au-dessus du Golfe tertiaire du Castrais, et surtout vers le Nord, l'ensemble se trouve renversé, avec des plongements de 45 à 60° SE. Par places, ce déversement tertiaire intéresse les strates sur une profondeur de plus de deux kilomètres vers l'intérieur du massif ancien. Ses rapports paraissent évidents avec la grande faille de Mazamet, située au front du petit pli de fond pyrénéen de la Montagne Noire (s.s.), dont il sera question à nouveau plus loin. On peut l'étudier dans de parfaites conditions au-dessus de Dourgne, où les calcaires du flanc NW du synclinal de Durfort viennent chevaucher le Bartonien (fig. 57).

Enfin, tout à fait à l'Ouest, transparaît sous le Tertiaire le petit *massif gneissique de Saint-Ferréol*. Le Lutétien, qui le recouvre en grande partie, présente une forte flexure à sa limite NW assez rectiligne et que l'on peut supposer correspondre à un accident hercynien masqué, ayant légèrement joué pendant les phases pyrénéennes.

Bien que ce massif se trouve séparé du reste des Monts du Sorézois par un peu de Tertiaire et le prolongement atténué de la faille de Mazamet, il représente certainement le flanc NW du synclinal de Durfort. En outre, il se relie à la fois aux gneiss de l'anticlinal des Cammazes et à ceux du Cabardès.

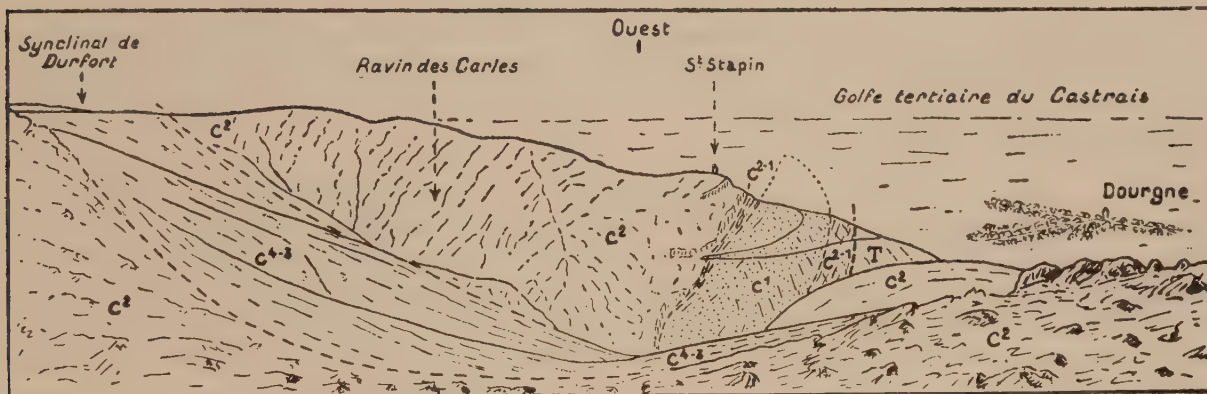


Fig. 57. — Le déversement des Monts du Sorézois sur la plaine tertiaire du Castrais vu de la Croix de Saint-Ferréol (548 mètres)

c¹ = Grès de Marcory ; c²-¹ = Alternances grés-calcaires ; c² = Calcaires à *Archæocyathus* ; c⁴-³ = Acado-Potsdamien ; T = Tertiaire.

Ainsi, cette extrémité occidentale de la Montagne Noire correspond à une surélévation axiale générale, sorte de « transanticlinal » NW-SE intéressant tous les accidents, comme le « transsynclinal » parallèle de Dourgne - Arfons - Détroit de Lacombe. Ces surélévations et abaissements d'axes sont sensiblement parallèles aussi à ceux qui viennent d'être signalés dans les Monts de Lacaune, de telle sorte qu'apparaissent des ondulations à grand rayon de courbure, orthogonales aux directions de plissement et évidemment postérieures, quoique sans doute encore hercyniennes, dans la totalité du versant septentrional de la Montagne Noire.

Malgré les déversements tertiaires qui masquent un peu leur structure originelle, les Monts du Sorézois présentent donc le même style tectonique que les Monts de Lacaune. Le raccord entre les diverses unités de détail est cependant rendu douteux par la discontinuité que causent Golfe de Castres et Sillon du Thoré. On peut, sans doute, supposer que le synclinal d'Arfons serait le développement du synclinal d'Espézières, tous deux étant limités au NW par un axe anticlinal gneissique, et que le synclinorium de Durfort se rattacherait au système de plis de la région de Boissezon-Cambounès, mais ce n'est là qu'une hypothèse.

3. — LE VERSANT MÉRIDIONAL.

Nous étudierons successivement les régions autochtones du Minervois, puis la nappe des Monts de Pardailhan, avec les régions autochtones du Saint-Ponais, situées à son front, ensuite la nappe des Monts de Faugères, avec l'autochtone éventuel situé aussi à son front, enfin les écailles de Cabrières. Rappelons que ces subdivisions n'ont qu'une réalité géographique très approximative et que ce sont surtout les conditions géologiques qui les motivent.

a) **Monts du Minervois** (fig. 61 et planche de coupes N° IV). — Mes levés dans cette zone ont été facilités par la communication, dont M. THORAL a bien voulu me faire bénéficier, des contours qu'il avait reconnus pour la révision de la feuille géologique de Carcassonne (2^e édition inédite). Je les ai, cependant, assez sensiblement modifiés, dans plusieurs régions.

Nous avons déjà vu que la structure du Minervois est due à la superposition des efforts calédoniens et hercyniens, tous venus ici du SE et amenant des déversements vers le NW.

Le socle antécaradocien renferme du NW au SE :

Le synclinal des Châteaux de Lastours, où les calcaires dolomitiques à *Archæocyathus* sont conservés sur la formation de Marcory, avec le petit synclinal perché de Fournes - Les Sériès, qui constitue une dépendance plus septentrionale, à peine séparée par un axe anticlinal de faible ampleur.

L'anticlinal de Montbonous, vaste affleurement de grès de Marcory, dont la retombée nord, avant l'axe synclinal de Lastours, renferme un synclinal très pincé, avec passées discontinues du niveau des alternances grésocalcaires et quelques dolomies, visible de Salsigne au Bois de Ladoux, par Limousis et Marmorières, puis reparaisant probablement du Sud de Citou à l'Est de la Bergerie de Linze. La retombée sud, par contre, est beaucoup plus régulière et présente la succession de tous les niveaux jusqu'à l'Ordovicien inférieur inclus.

Les terrains à partir du Caradoc dessinent deux synclinaux majeurs (1) :

Le synclinal de Citou au Nord, avec sa branche du *synclinal des Ilhes* vers l'Ouest, qui masquent en grande partie, sous leur Silurien, leur Dévonien inférieur et peut-être moyen, le groupe synclinal des Châteaux de Lastours. Ils limitent, en outre, le Cambrien daté du Sud d'avec les terrains épimétamorphiques du Cambrien inférieur ou de l'Antécambrien dépendant de la retombée du massif de Nore au Nord.

Assez superficiel, semble-t-il, dans la région comprise entre Limousis et Cabrespine, le synclinal de Citou se pince, se couche vers le Nord et gagne certainement en profondeur dans l'Est. De même, le synclinal des Ilhes correspond, dans l'Ouest, à une bande étroite mais profondément engagée, puisque les sondages effectués autour de Salsigne l'on retrouvé au-dessous de plusieurs centaines de mètres de Cambrien.

Si la limite septentrionale de ces deux synclinaux paraît assez régulière, il n'en est pas de même de leur limite méridionale où manquent les flancs sud. C'est une faille de chevauchement, véritable base d'écaille à matériel cambrien, qui borde le synclinal des Ilhes. Pour le synclinal de Citou proprement dit, on a affaire, avec la grande faille de Trassanel, à un accident subvertical dans l'Ouest, mais qui se couche progressivement dans l'Est

(1) La bande septentrionale, probablement ashgillienne (voir p. 50), est notée s^{3-1} sur les cartes et les coupes pour souligner l'incertitude de son âge véritable.

et amène aussi le recouvrement du Dévonien par le Cambrien de l'anticlinal de Montbonous (fig. 58).

Le synclinal de Citou présente une autre complication longitudinale assez curieuse. Au SW de Cabrespine, les prestigieux Roc de l'Aigle et Roc de l'Agnel (Dévonien inférieur et moyen?) sont séparés par un axe anticlinal gotlando-dévonien, passant à pli-faille au Nord. Ainsi, le synclinal de Citou se décomposerait en réalité en deux synclinaux étroitement accolés : synclinal du Roc de l'Aigle au Nord, que l'on pourrait considérer comme la suite, un peu décalée, du synclinal des Ilhes; synclinal du Roc de l'Agnel au Sud. Quoi qu'il en soit, le pli-faille se continue vers l'Est par une bande de calcaire laminé, parfois absolument pulvérulent, visible jusqu'à Masnaguine, et dont nous retrouverons peut-être l'équivalent jusque dans le Saint-Ponais, où le passage à un axe anticlinal est de nouveau assuré.

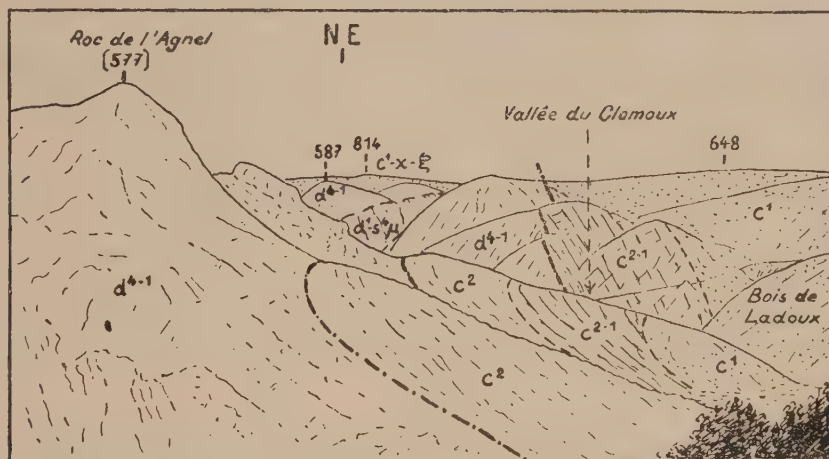


Fig. 58. — Le synclinal dévonien de Citou, la faille de Trassanel et le flanc nord de l'anticlinal de Montbonous vus de 1 kilomètre à l'ENE de Trassanel

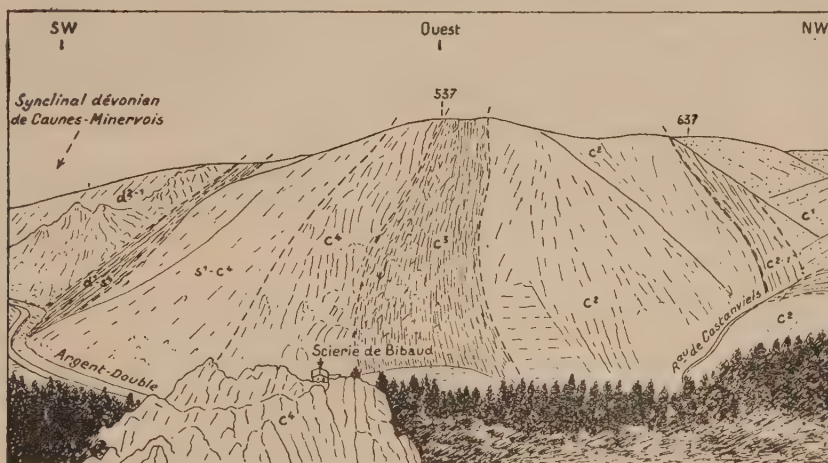


Fig. 59. — Le flanc sud de l'anticlinal de Montbonous, vu d'au-dessus de la Maison forestière de Bibaud

Légende des fig. 58 et 59 : c¹ = Grès de Marcory ; c²⁻¹ = Alternances grésocalcaires ; c² = Calcaires à *Archæocyathus* ; c³ = Schistes à *Paradoxides* ; c⁴ = Grès de Barroubio ; s¹-c⁴ = Formation de passage du Cambrien à l'Ordovicien ; d¹-s⁴ = Gotlando-Dévonien ; d²⁻¹ = Dévonien inférieur ; d⁴⁻¹ = Dévonien inférieur et moyen ; μ = Zone mylonitisée.

Le synclinal de Caunes-Minervois, tout à fait au Sud, apparaît d'abord, dans la coupe de l'Argent-Double par exemple, avec son Gotlando-Dévonien et son Dévonien complet, comme la suite régulière des terrains cambriens et ordoviciens inférieurs du flanc sud de l'anticlinal de Montbonous (fig. 59).

Cependant, l'étude précise de son substratum prouve qu'il n'en est rien, puisque les terrains du synclinal transgressent sur le Cambrien supérieur au NE, sur le Tremadoc au centre nord, sur l'Arenig dans l'Ouest, ainsi que dans toute sa limite méridionale. En outre sa base est constituée par le Gotlando-Dévonien dans le NE, par l'Ashgillien avec peut-être du Caradocien dans l'Ouest, par le Caradocien certain dans le Sud et l'Est. Une coupe comme celle du Clamoux, au Nord de Villeneuve-Minervois, où une petite faille verticale de direction WSW-ENE provoque la réapparition de ces niveaux inférieurs sur un substratum variable, est très démonstrative à cet égard (fig. 60).

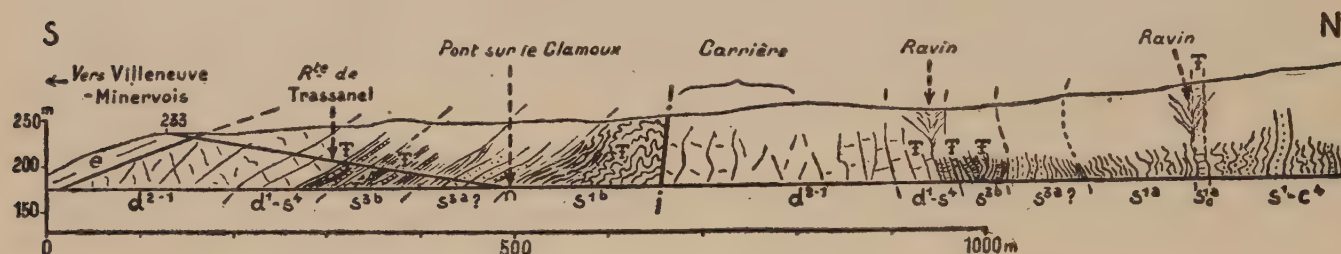


Fig. 60. — Coupe de la vallée du Clamoux, le long de la route de Cabrespine, en amont de Villeneuve-Minervois

s^1-c^4 = Potsdam-Ordovicien; s^{1a} = Tremadoc (s_c^{1a} = Barre calcaire); s^{1b} = Arenig; s^{3a} = Caradocien (?); s^{3b} = Ashgillien; d^1-s^4 = Gotlando-Dévonien; d^{2-1} = Dévonien inférieur; e = Éocène.

De même que pour le groupe synclinal précédent, si le flanc nord paraît assez régulier, en dehors des détails stratigraphiques qui prouvent son indépendance vis à vis du substratum, le flanc méridional est totalement anormal.

Les leviers anciens laissaient déjà supposer l'existence d'une faille subverticale ou à léger plongement nord, mettant directement en contact Dévonien supérieur et Ordovicien inférieur, avec suppression de tout vestige des terrains intermédiaires.

La réalité est beaucoup plus complexe : Dans la région de Villerembert, où le synclinal de Caunes se dégage du manteau de terrains tertiaires transgressifs, le contact anormal manifeste des pendages de l'ordre d'une dizaine de degrés NW seulement et l'on voit même reparaitre l'Ordovicien dans une sorte de demi-fenêtre sous les calcaires dévoniens proches de la verticale. Des débris de grès du Caradocien et de plaquettes calcaires ashgilliennes-gotlandiennes se trouvent cependant sous le contact. On peut les considérer comme des traces infimes du fond ou du flanc sud du synclinal.

Un peu plus à l'Est, dans la coupure profonde de l'Argent-Double, des traces identiques de Caradocien et d'Ashgillien sont collées contre le contact, qui a ici l'aspect d'une faille à plongement de 70° Sud; mais, immédiatement au Nord d'une pincée de griottes dévoniennes, reparaissent quelques schistes de l'Ordovicien inférieur.

L'accident se poursuit vers l'Est avec l'apparence d'une faille subverticale plus régulière. Cependant, dans les régions de Bissec et de Ventajou, les complications renaissent avec l'intercalation d'écailles qui peuvent présenter la série des couches depuis le Gotlando-Dévonien jusqu'au Dévonien moyen. Elles sont plaquées sur les griottes du synclinal de Caunes et se relient sans doute vers le NE à des fonds de petits synclinaux d'apparence autochtone (Caradoc et Gotlando-Dévonien de Ventajou et de l'Abeuradou), que l'on peut regarder aussi comme des apophyses normales du fond ou du flanc sud du synclinal majeur.

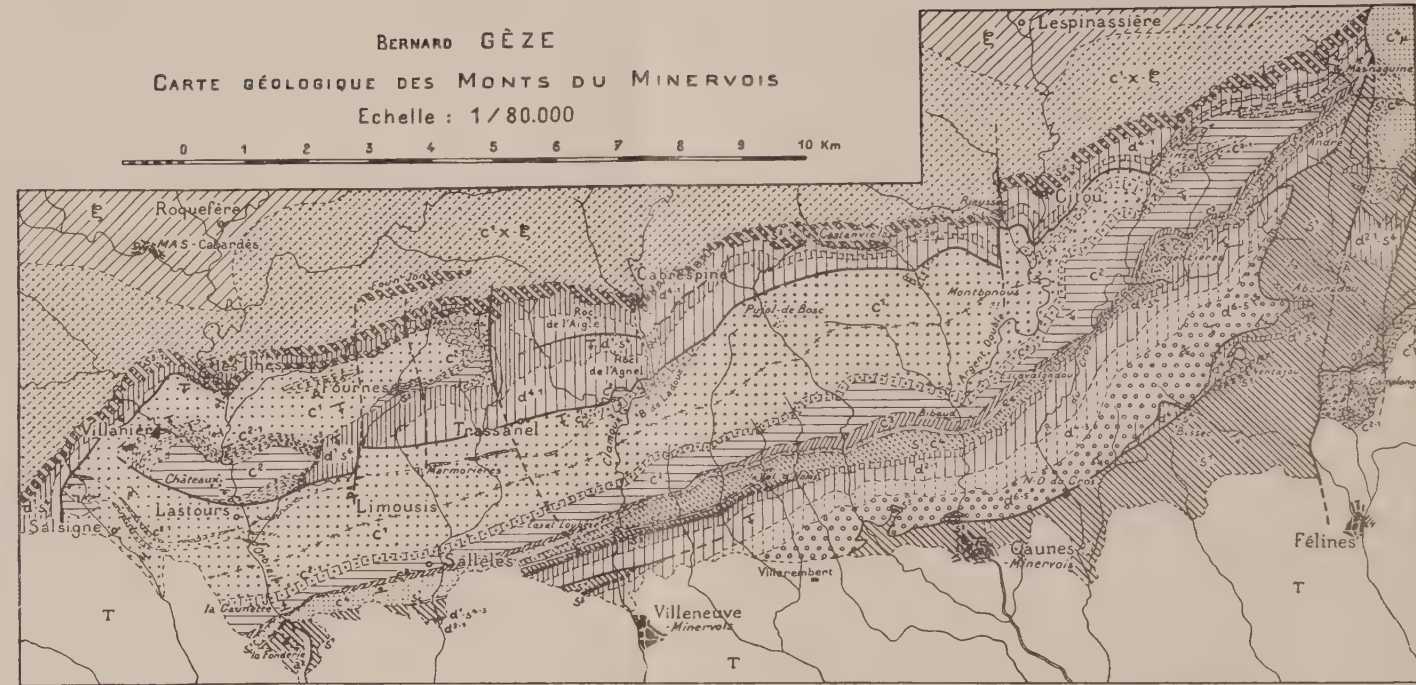
Puis l'accident, toujours très redressé, devient tournant, est rendu discontinu par un petit décrochement oblique (Nord du coteau 637) et prend en biseau la fin du synclinal de Caunes, vers Saint-André.

Cette extraordinaire disposition ne peut s'expliquer par un déversement tertiaire vers l'extérieur de la Montagne Noire, comme dans le Sorézois, puisque l'Éocène se montre fort calme et transgressif indifféremment sur tous les terrains. La présence des écailles empêche d'y voir un simple balancement des couches dures et en relief du Dévonien au bord d'une faille verticale, sur des dépressions topographiques creusées dans le Silurien avant le Tertiaire. L'hypothèse d'un chevauchement hercynien vers le SE ne peut être non plus retenue, car elle ne pourrait expliquer que la région de Villerembert et non celle des écailles ou l'extrémité NE de l'accident.

Fig. 61

BERNARD GÈZE
CARTE GÉOLOGIQUE DES MONTS DU MINERVOIS
Echelle : 1/80.000

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 Km



- | | | | | |
|--|--------------------------------------|--|---|--|
| --- Axe anticlinal | d ⁶⁻⁵ Dévonien supérieur | S ³ Ordovicien supérieur | S ^{3-c} Formation grès-schisteuse de passage (?) | C ⁴ Alternances grès-calcaires |
| a ² Alluvions | d ⁴⁻³ Dévonien moyen | S ¹ Ordovicien inférieur | C ⁴ Quartzites du Cambrien sup ^r (μ = Zones laminées) | C ¹ Grès du Cambrien inf ^r |
| A Éboulis | d ²⁻¹ Dévonien inférieur | S ¹ Lame calcaire à la base de l'Ordovicien | C ³ Schistes de l'Acadien | C ¹ Cambrien inf ^r et Antécambrien épimécambrien |
| T Tertiaire (et Crétacé sup ^r) | d ^{1-s} Gotlando - Dévonien | S ¹ Ordovicien probable, indéterminé | C ² Calcaires et dolomies du Cambrien moyen | E Micaschistes |

Je crois que cette structure trouve seulement une justification dans le fait que la nappe de Pardailhan, dont il va être question bientôt, s'est propagée jusqu'à une faible distance au Sud du Minervois et l'a même, peut-être, partiellement recouvert. Le coussinet de schistes ordoviciens, compris entre autochtone et flanc inverse de la nappe, a été, en quelque sorte, forcé contre le synclinal de Caunes, peut-être limité par une faille subverticale, à l'origine, comme celle du Sud du synclinal de Citou à Trassanel. Des déversements un peu en tous sens, des étirements, le départ du substratum en minces copeaux et de petits décrochements en sont résultés, sans qu'il soit possible d'en préciser davantage le mécanisme (revoir la coupe fig. 44).

Des déversements vers le SE existent d'ailleurs aussi dans les terrains antécaradociens proches du synclinal de Caunes, par exemple pour les calcaires cambriens sur les schistes de l'Acadien moyen au NNE de Villeneuve et pour toute la série cambrienne sur les schistes ordoviciens dans la région comprise entre Sallèles et La Fonderie (Usine de Salsigne).

Des étirements, ou petis laminages, s'observent dans la vallée du Ruisseau du Cros, au NE de l'Escavalgadou, aux dépens des schistes et grès de l'Acadien, du Potsdamien et du Gotlando-Dévonien.

Des failles Nord-Sud, passant à des décrochements, règnent en outre en travers du synclinal de Citou, entre Limousis et Trassanel et surtout à Rieussec (décrochement sur 600 mètres). Il est possible que tous ces accidents, postérieurs au plissement et à l'écailage, soient à rapprocher du jeu tardif des nappes de Pardailhan et de Faugères, où nous en verrons d'analogues.

Cependant, en dehors de ces anomalies, le style général du Minervois est à tendance isoclinale pour les plis et écailles, avec des couches souvent très redressées, mais dominance de pendages SSE.

Nous avons déjà indiqué que l'on observait une faible obliquité entre les plis calédoniens et les plis hercyniens, le synclinal de Lastours paraissant s'allonger en effet en direction N 65° E, tandis que le synclinal de Citou ou celui des Ilhes, dans la même zone, se dirige N 75° E environ. D'ailleurs, le SW du Synclinal des Ilhes recoupe franchement le Cambrien de Salsigne. Par contre, le parallélisme est presque parfait au NE du Minervois, où le synclinal de Citou et celui de Caunes se rapprochent en collant aux flancs de l'anticlinal de Montbonous, dans la zone, d'ailleurs extrêmement complexe, de Masnaguine, que la nappe de Pardailhan vient écraser et recouvrir.

b) Monts de Pardailhan et zone du Saint-Ponais (fig. 73 et pl. de coupes N° V). — Nous entrons ici dans le domaine des véritables complications tectoniques, dont l'insuffisance des levers antérieurs avait empêché la compréhension. Les terrains en cause, dans les Monts de Pardailhan proprement dits, appartiennent tous au Cambrien et à l'Ordovicien inférieur; mais ils sont conservés à l'intérieur d'un croissant d'affleurements de l'Ordovicien supérieur, du Gotlandien et du Dévonien (Minervois, Saint-Ponais, Zone du Jaur, Zone de Berlou), dans des conditions telles que l'association constante des préoccupations stratigraphiques et tectoniques peut seule permettre d'aboutir à des résultats dans chacune de ces branches.

Le pays cambro-ordovicien présente la succession de trois plis majeurs où la disposition des couches est synclinale, mais où ce sont les plus anciennes (grès de Marcory ou calcaires à *Archæocyathus*) qui occupent le cœur, tandis que les plus récentes (Ordovicien inférieur) dessinent les axes anticlinaux intercalaires. Nous avons donc affaire à de faux synclinaux et faux-anticlinaux, simples replis du flanc inverse d'une grande nappe-pli couché, ou nappe du premier genre dans la terminologie de **TERMIER**.

Le pays gotlando-dévonien transparaît plus ou moins largement, tantôt sous l'ensemble cambro-ordovicien, tantôt pincé entre celui-ci et les dépendances de la zone axiale métamorphique. On peut reconnaître que certains de ses éléments sont franchement engagés dans la nappe de Pardailhan, tandis que d'autres paraissent autochtones.

Le raccord du Minervois au Saint-Ponais, à la zone du Jaur et à la zone de Berlou. — Dans l'Est du Minervois, il existe plusieurs témoins de Gotlando-Dévonien et Dévonien inférieur en position assez anormale. Ainsi, la butte 523 (l'Escalaïs), au NE de l'Abeuradou, limitée, semble-t-il, par failles à l'Est et à l'Ouest, repose incontestablement sur l'Ordovicien inférieur situé au Sud. Mais, vers le Nord, cette butte et surtout ses satellites septentrionaux paraissent plonger sous les schistes du même âge, puis ces derniers sont recouverts, dans l'ordre, par les schistes et grès potsdamo-ordoviciens, les grès massifs et plus ou moins mylonitisés de l'Acadien supérieur, les schistes versicolores de l'Acadien moyen, enfin les calcaires à *Archæocyathus* de l'Ouest de Cassagnolles.

Quoique d'une façon sans doute discutable, en raison du système de failles, il semble bien que le Dévonien de cette zone représente donc le cœur synclinal couché entre Silurien autochtone du Minervois et Cambro-Silurien charrié du Pardailhan.

Plus au Nord, les calcaires dévoniens du synclinal de Citou sont recouverts, au NE de Masnaguine, par les quartzites acadiens du Rocher de Roquedaut, suite de ceux déjà signalés sous le Géorgien de Cassagnolles. Mais, si l'on continue vers le NNE, on retrouve les calcaires dolomitiques dévoniens dans les fonds de ravins de La Pode et de Peyrefiche, ainsi que dans la minuscule fenêtre de la Source de la Cesse au NW de Ferrals (où doivent paraître les eaux perdues dans le Dévonien tout le long de la zone axiale).

Au-dessus d'eux, la série sédimentaire semble régulière, quoiqu'inverse et le témoin de calcaires dolomitiques géorgiens de La Balme couronne le tout, prouvant bien l'engagement sous la nappe de Pardailhan.

L'écrasement des éléments du versant méridional contre le massif de Nore devient ensuite plus accusé, de telle sorte que le Dévonien, entièrement masqué, ne se poursuit probablement qu'en profondeur. Il reparait, en tout cas, dans la vallée du Thoré, en aval des Verreries-de-Moussans, dans plusieurs replis fort contournés, que recouvrent tantôt le Potsdamo-Ordovicien, tantôt l'Ordovicien lui-même, ces terrains ayant dû constituer à l'origine son substratum normal, d'âge variable suivant les points.

Ces petits faux-anticlinaux des Verreries n'ont d'ailleurs aucune importance réelle et, à peu de distance au NE, dans le ravin d'Usclats, la masse dévonienne se dégage en totalité. Sa position autochtone, malgré les déversements de sa bordure sud, est nettement prouvée dans l'ensemble de la zone de Courniou et Saint-Pons. On y reconnaît un synclinal septentrional (de la Source du Jaur), localement digité au NW de Saint-Pons, et un synclinal méridional (des Griottes de Saint-Pons). L'anticlinal pincé, à cœur ordovicien et gotlando-dévonien, qui les sépare, commence, dans le Dévonien, par une zone un peu écrasée, vers le SW, en direction du Juge et de Scio. En raison des analogies stratigraphiques et tectoniques, il est permis de supposer que ce double synclinal du Saint-Ponais constitue la réapparition du double synclinal de Citou. Il s'enrichirait seulement en Dévonien supérieur à partir de Saint-Pons.

Le petit synclinal septentrional, malgré quelques discontinuités, se poursuit vers le NE et nous le retrouverons jusqu'au Nord des Monts de Faugères. Au contraire, le synclinal méridional, tout de suite après que son cœur a admis des griottes, disparaît dans une zone fort broyée, au SW de Riols, où les éléments plus méridionaux viennent le recouvrir.

Revenons près des Verreries-de-Moussans : La zone du Signal de Saint-Bauzille (787 mètres) correspond à la plus grande complication du Saint-Ponais. Au-dessus du Cambro-Ordovicien déversé au Nord sur le Dévonien de Saint-Pons, mais qui, nous l'avons dit, doit être seulement regardé comme son substratum non ou peu décollé, est posée, presque à l'horizontale, une masse calcaire gotlando-dévonienne (s'enrichissant en Dévonien vers l'Est). Celle-ci, à son tour, est recouverte par une série tronquée obliquement à sa base, où se succèdent de bas en haut et de l'Est à l'Ouest : Ordovicien, Potsdamo-Ordovicien, Acadien supérieur, Acadien moyen. Enfin, à la limite méridionale des calcaires, et après

une faille verticale, surgit à la cote 786 un ovale de grès-quartzites à demi mylonitisés (1), à attribuer à l'Acadien supérieur, sous un faciès différent de celui de Saint-Bauzille (fig. 62).

L'interprétation, forcément hypothétique, que je proposerai, consiste à admettre que, malgré l'accident, sans doute de peu d'ampleur, qui les en sépare, ces quartzites font partie du substratum cambro-ordovicien et que le Gotlando-Dévonien représente un synclinal à peu près en place sur ce substratum, mais entièrement déversé au Nord sous les éléments inversés de la nappe de Pardailhan dont le Saint-Bauzille n'est qu'un témoin avancé.

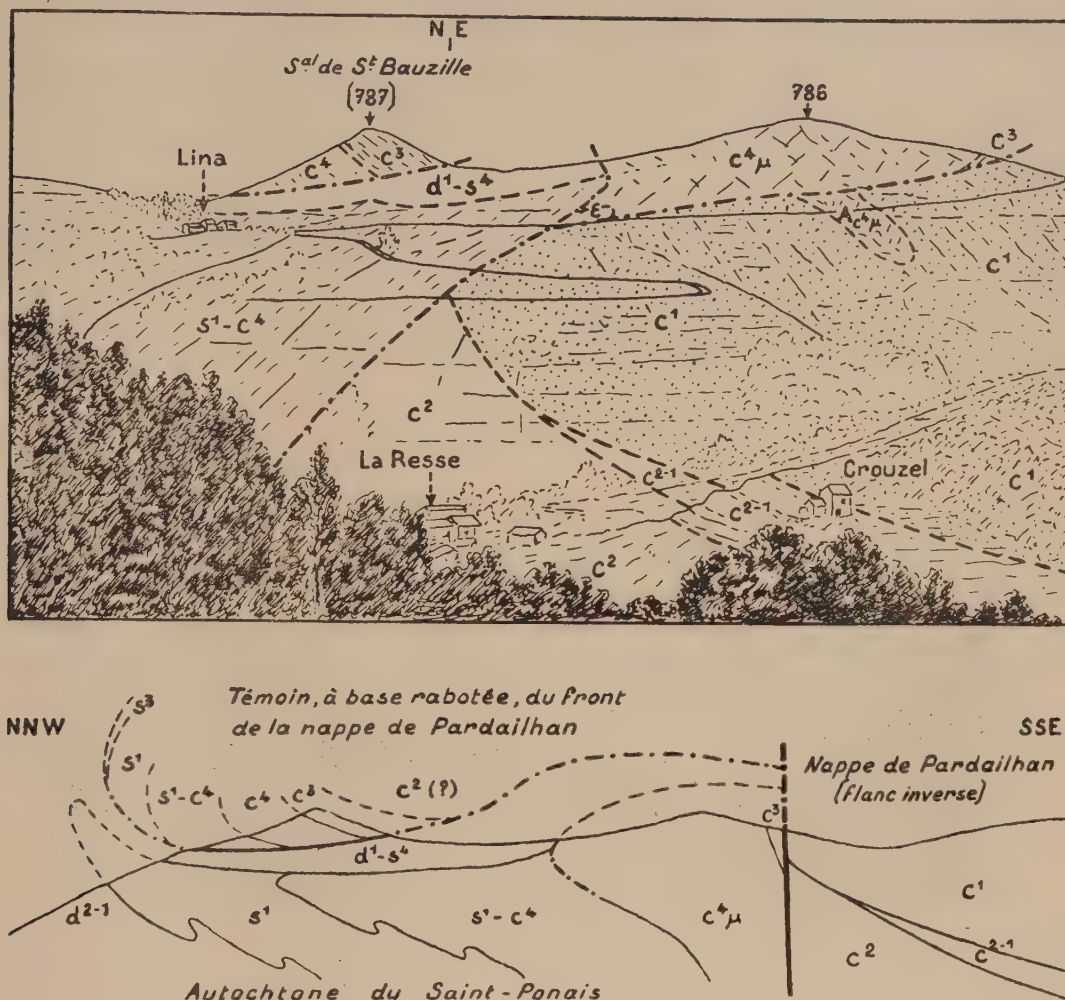


Fig. 62. — La zone du Saint-Bauzille, vue du Sud-Ouest, et coupe schématique interprétative passant par les sommets 787 et 786

c^1 = Grès de Marcory; c^{2-1} = Alternances grésocalcaires; c^2 = Calcaires à *Archæocyathus*; c^3 = Schistes à *Paradoxides*; c^4 = Grès de Barroubio ($c^4\mu$ = Grès mylonitisés); s^1-c^4 = Potsdam-Ordovicien; s^1 = Ordovicien inférieur; s^3 = Ordovicien supérieur; d^1-s^4 = Gotlando-Dévonien; d^{2-1} = Dévonien inférieur; ε = Dolérite; A = Éboulis.

(s^1 et d^{2-1} ne sont pas visibles sur le panorama, car leur affleurement se trouve en arrière de la hauteur de Lina et du Saint-Bauzille).

Il semble d'ailleurs que la série inversée n'a pas, elle-même, beaucoup chassé sur le Dévonien et qu'elle corresponde au flanc méridional du synclinal, où nous voyons apparaître les grès caradociens au Nord de Cavenac. Cet ensemble de Silurien inférieur et supérieur, Gotlandien et Dévonien, écrasé et soumis à un supplément d'accidents obliques, est recon-

(1) Quelques schistes de l'Acadien moyen sont conservés à sa limite sud, où le trajet exact de la faille séparant des grès schistosés de Marcory est difficile à définir.

naissable au moins jusqu'au SE de Riols et je crois que c'est lui qui se poursuit, avec une structure simplifiée, dans la zone du Jaur, par Saint-Étienne-d'Albagnan et Olargues, au front des Monts de Pardailhan.

En tout cas, le prolongement du synclinal d'Olargues vers l'Est est extrêmement clair. On l'observe, depuis Fenouilhède jusqu'à Berlou, en section oblique grâce à la surélévation générale de la région vers l'Est. Le Dévonien repose toujours, à peu près à l'horizontale, suivant un contact parfois un peu glissé, sur les schistes de l'Ordovicien inférieur. Vers le haut, le Gotlando-Dévonien, puis le Caradoc de son flanc inverse, sont habituellement présents au-dessous de l'Ordovicien inférieur de la nappe de Pardailhan.

De petits replis, au SW de Fenouilhède, garantissent la succession indiquée, le Gotlando-Dévonien et le Caradoc disparaissant sous les hauteurs cambro-siluriennes de l'Ouest, pour rester seulement visibles près de la Borie de Malviès, en une fenêtre située dans le fond du ravin de Lauriol.

Sans doute, le synclinal dévonien est-il très laminé par places, et même disjoint en copeaux discontinus à l'Ouest de Vieussan, puis vers Mézeilles et Escagnès, mais leur alignement reste rigoureux et souligne admirablement la base de la nappe de Pardailhan (fig. 63). C'est seulement à partir de Berlou, en fond de synclinal couché, que les schistes ordoviciens de la nappe et du substratum se reliaient, non sans forts plissottements.

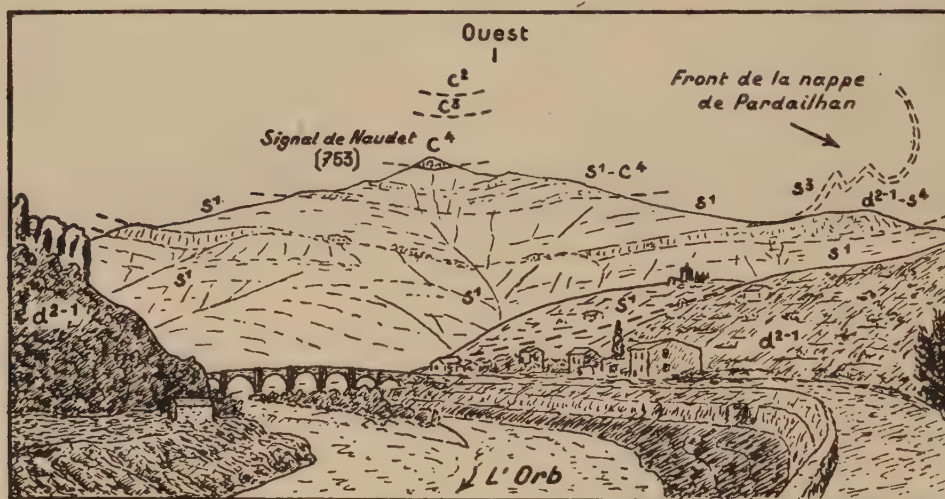


Fig. 63. — Le Signal de Naudet, vu de Vieussan.

c^2 = Calcaires à *Archæocyathus* ; c^3 = Schistes à *Paradoxides* ; c^4 = Grès de Barroubio ; s^1-c^4 = Potsdamo-Ordovicien ; s^1 = Ordovicien inférieur ; s^3 = Ordovicien supérieur ; d^1-s^4 = Gotlando-Dévonien ; d^2-1 = Dévonien inférieur.

Nota : Le Cambrien moyen est conservé immédiatement en arrière du sommet, dans la direction de l'abaissement axial. Le Silurien situé au-dessous du cœur synclinal couché gotlando-dévonien et le Dévonien inférieur sur lequel est bâti le village de Vieussan, au premier plan, appartiennent à l'unité des Monts de Faugères.

Rappelons que M. THORAL[34, p. 232] avait proposé de voir dans ces copeaux dévoniens les restes d'un synclinal très superficiel, couché vers l'Est et devant se raccorder au Dévonien de Vieussan (Monts de Faugères). Il ne semble pas possible de retenir cette interprétation car les séries sédimentaires sont différentes (pas de Caradoc ni de Gotlando-Dévonien dans la région occidentale des Monts de Faugères) et parce qu'une poussée vers l'Est serait absolument aberrante et incompréhensible dans une région où tous les plis sont précisément poussés en direction presque orthogonale. Au contraire, cette très précieuse intersection par la surface topographique du synclinal de la base de la nappe pli couché de Pardailhan permet d'affirmer une progression de celle-ci en direction du NNW, sur une distance de 8 kilomètres pour les couches dévoniennes. Nous verrons que, pour les couches cambriennes, le début du renversement doit être recherché sensiblement plus au Sud.

En définitive, si nous admettons une continuité relative entre les plis du Minervois et ceux du Saint-Ponais, ce qui n'est encore qu'une hypothèse commode ayant seulement une valeur représentative, le double synclinal de Saint-Pons serait la suite du double synclinal de Citou; quant au synclinal couché du Saint-Bauzille, ou de Cavenac, d'Olargues et de la zone de Berlou, il correspondrait au synclinal de Caunes et à ses dépendances de la cote 523, engagées aussi sous la nappe de Pardailhan. Dans ce cas, le Dévonien existerait à l'état plus ou moins continu sous la moitié septentrionale de cette nappe.

Le faux-synclinal de Ferrals-Malviès. — Immédiatement en arrière du synclinal gotlando-dévonien de Cavenac-Olargues, la série cambrienne au complet est conservée dans le faux-synclinal de Ferrals-Malviès, que l'on peut considérer comme une sorte de tête plongeante de la nappe de Pardailhan.

Son extrémité occidentale doit être recherchée dans la zone du Rocher de Roquedaut, déjà sommairement décrite, avec calcaires géorgiens recouvrant les schistes puis les grès acadiens, enfin le Potsdamo-Ordovicien et le Dévonien sous-jacents; mais la grande faille subméridienne de Cassagnolles, qui passe au Col de Sérières et immédiatement à l'Ouest de Ferrals, limite les zones de Cambrien inférieur et moyen où les successions sont les plus claires.

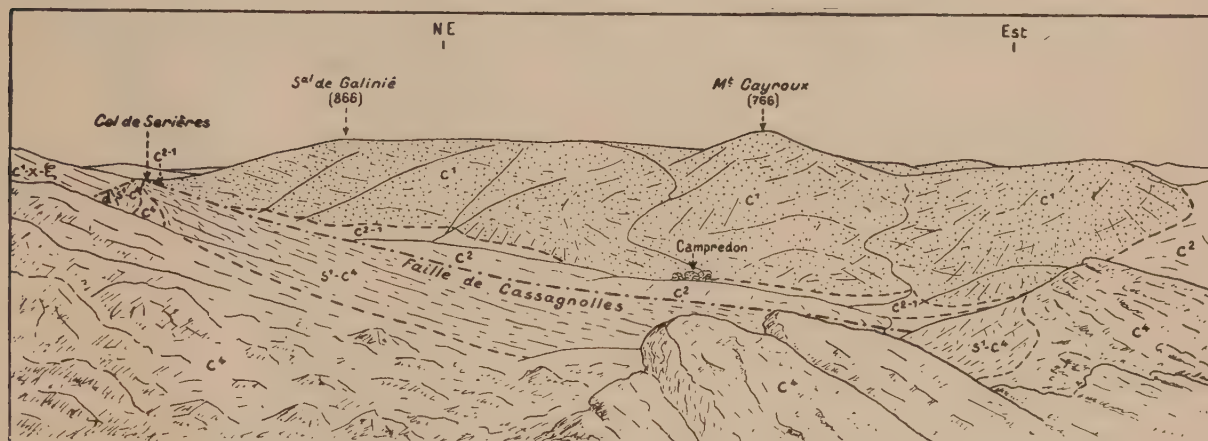


Fig. 64. — L'extrémité occidentale de l'affleurement des grès de Marcory, dans le faux-synclinal de Ferrals-Malviès, vue de la cote 667

c^1 = Grès de Marcory ; c^{2-1} = Alternances grésocalcaires ; c^2 = Calcaires à *Archæocyathus* ; c^4 = Grès de Barroubio ; s^1-c^4 = Potsdamo-Ordovicien ; d = Dévonien. Les terrains notés $c^1x\xi$ (à gauche de la figure) appartiennent à la zone axiale.

La formation grésoschisteuse de Marcory, qui est représentée dans le massif du Signal de Galinié et du Mont Cayroux, y repose en effet très nettement sur le niveau des alternances à Campredon (fig. 64) et sur les calcaires à *Archæocyathus* de Ferrals, qui plongent en moyenne sous elle avec des pendages de 40 à 60° NNW (1).

Le plongement dans les grès reste aux environs de 45° Nord jusque vers Bel-Soleil; dans l'Ouest, il est dirigé vers l'Est; enfin, au Nord, vers les Verreries-de-Moussans où l'on retrouve les alternances et les calcaires à la base du massif (fig. 62), les pendages sont de 20 à 70° Sud, avec de fréquents petits étirements. Le tout dessine une terminaison périsynclinale incontestable.

(1) La limite des grès et des calcaires est partiellement anormale au SE de Campredon, ce qui trouble un peu les observations. En outre, les calcaires, ainsi que les autres niveaux, ont tendance à se tordre devant la faille de Cassagnolles.

Plus à l'Est, les choses sont moins claires, car la zone axiale du faux-synclinal vient butter par faille au Nord contre le synclinal dévonien de Cavenac, jusque dans la région de Riols et parce que la continuité des divers terrains est troublée par de grands décrochements sur lesquels nous reviendrons plus loin. Cependant, le flanc sud du faux-synclinal garde à peu près les mêmes caractères qu'à Ferrals, avec une succession régulière, mais inversée, depuis le Géorgien jusqu'à l'Ordovicien inférieur.

A l'Est de Riols, le faux-synclinal redevient très calme, le flanc nord étant complet, depuis le Géorgien jusqu'au Dévonien, quoique des épaisseurs de couches réduites prouvent des étirements locaux.

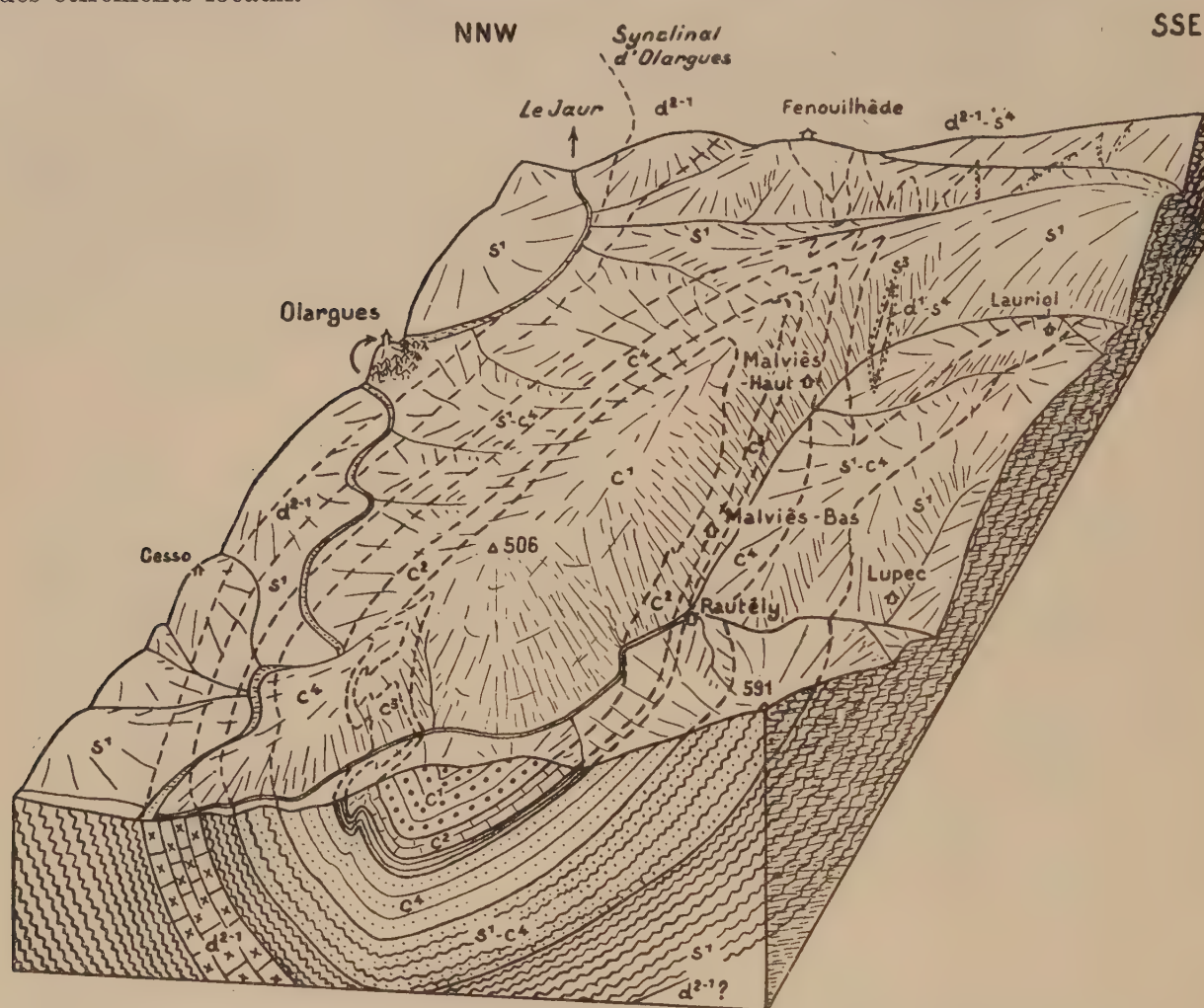


Fig. 65. — Bloc-diagramme de l'extrémité orientale du faux-synclinal de Ferrals-Malviès

c^1 = Grès de Marcory; c^2 = Calcaires à *Archæocyathus*; c^3 = Schistes à *Paradoxides*; c^4 = Grès de Barroubio; s^1-c^4 = Potamo-Ordovicien; s^1 = Ordovicien inférieur; s^3 = Ordovicien supérieur; d^1-s^4 = Gotlando-Dévonien; d^{2-1} = Dévonien inférieur.

Nota : Pour ne pas surcharger la figure, le petit décrochement passant en aval de Rautély n'a pas été figuré.

Au SW d'Olargues seulement, sa belle simplicité est un peu troublée par un minuscule repli, d'ailleurs sans importance, en avant de l'axe principal; mais la terminaison périssynclinale n'en apparaît pas moins, avec une grande netteté, quelques kilomètres plus à l'Est, au Nord de Malviès-Haut (fig. 65). La réapparition du Gotlando-Dévonien fossilifère et entouré de Caradoc, déjà signalée dans le fond du ravin entre Malviès-Haut et Lauriol, achève de démontrer la régularité de l'ordre inverse dans cet élément septentrional de la nappe de Pardailhan.

Le faux-synclinal de Lucarnis-Naudet. — Dans la région de Cassagnolles, les terrains ordoviciens viennent largement à l'affleurement suivant un faux axe anticlinal WSW-ENE, qui sépare le faux-synclinal de Ferrals-Malviès, au Nord, du faux-synclinal le plus méridional de Camplong-Poussarou.

Cependant, dès l'Est du hameau de Rayssac, il semble qu'un repli intermédiaire ait permis la conservation de Potsdamo-Ordovicien au-dessus des schistes de l'Ordovicien franc. En tout cas, à partir du coteau 636 (Ouest du hameau de Lucarnis), les grès de Barroubio, les schistes à *Paradoxides*, puis les calcaires à *Archæocyathus*, font leur apparition et accusent l'existence d'un faux-synclinal médian.

Tout de suite, sa structure apparaît pourtant particulière : Son flanc méridional présente une série inverse très régulière, plongeant au Nord, mais son flanc nord est étiré, de telle sorte que les calcaires géorgiens viennent butter contre les schistes ordoviciens, ceux-ci étant eux-mêmes glissés sur la série du flanc méridional du synclinal de Ferrals-Malviès (fig. 66).

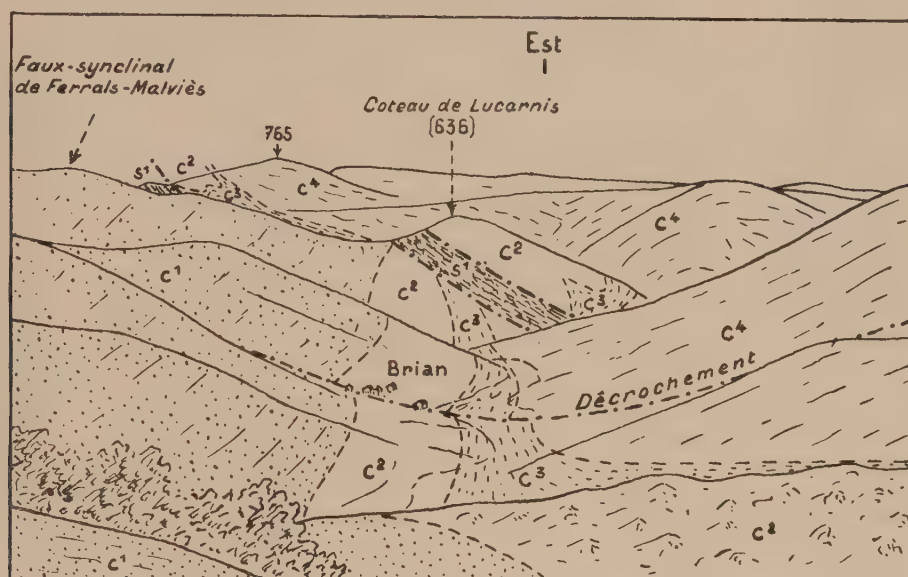


Fig. 66. — La terminaison occidentale de l'écaille-faux synclinal de Lucarnis-Naudet vue du Nord de Cousses

c¹ = Grès de Marcory; c² = Calcaires à *Archæocyathus*; c³ = Schistes à *Paradoxides*; c⁴ = Grès de Barroubio; s¹ = Ordovicien inférieur.

Plus loin vers l'Est, ce recouvrement par l'Ordovicien n'est que partiel, ou disparaît, mais le flanc nord du faux-synclinal de Lucarnis-Naudet reste toujours incomplet et c'est une véritable écaille à matériel cambrien inversé, qui chevauche l'Ordovicien du Sud du faux-synclinal de Ferrals-Malviès.

Malgré des étirements locaux, surtout au voisinage de décrochements, la structure reste partout très claire. Dans la région comprise entre Cazilhac et Campels, et particulièrement près d'Euzèdes, on observe ainsi les schistes acadiens, sous de simples placages de calcaires géorgiens, à la fois dans le flanc nord, dans le fond des ravins situés dans l'axe, et dans le flanc sud (ce dernier montrant cependant parfois une tendance isoclinale, avec petits déversements au Nord).

Enfin, la terminaison orientale du faux-synclinal faillé, dans la zone SE d'Olargues, où se généralise l'exaltation axiale vers l'Est, est aussi très remarquable. Dans une sorte de petite gouttière aboutissant au Signal de Naudet (753 mètres), se succèdent la fin, périssynclinal, des affleurements de calcaires géorgiens, puis celle des schistes acadiens, puis des grès acado-potsdamiens, tandis que le versant oriental de ce sommet conduit jusqu'au cœur dévonien du synclinal couché sous la nappe (fig. 63).

Le faux-synclinal de Camplong-Poussarou. — Le dernier faux-synclinal de la nappe de Pardailhan visible vers le Sud est malheureusement en partie masqué par les terrains tertiaires. Il commence à se dégager aux environs du village de Camplong, dans une position assez complexe, le Cambrien étant, dès le début, découpé par des failles et décrochements Nord-Sud.

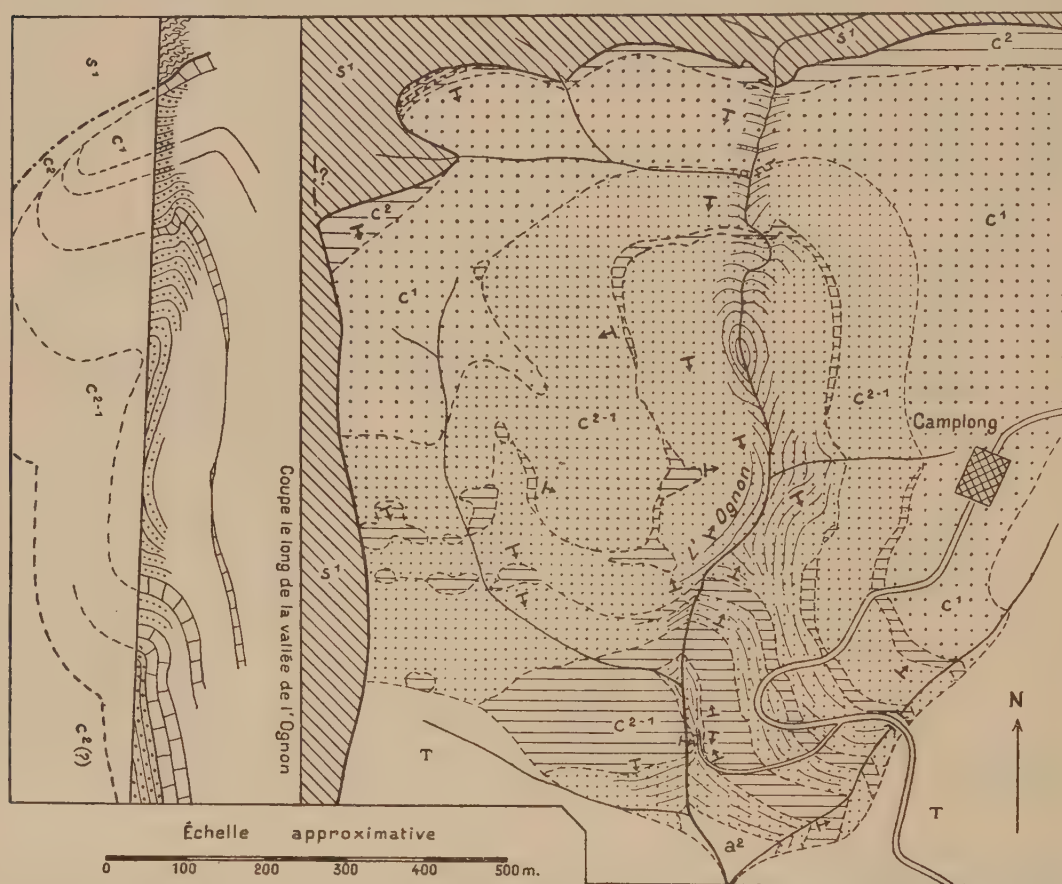


Fig. 67. — Carte et coupe schématiques de la région de Camplong

c^1 = Grès de Marcory ; c^{2-1} = Alternances grésocalcaires ; c^2 = Calcaires à *Archæocyathus* ; s^1 = Ordovicien inférieur ; T = Tertiaire ; a^2 = Alluvions récentes.

L'étude précise de la zone de Camplong permet néanmoins de reconnaître, sur l'Ordovicien du Minervois, une passée très écrasée de calcaires à *Archæocyathus*, puis de grès de Marcory, plongeant vers le Sud dans la partie nord, se redressant ensuite et laissant apparaître les débris d'un épais niveau des alternances, onduleux, dans le Sud (fig. 67).

Vers le NE, en direction de Saint-Julien-de-Molières et du Bois de Montaud, on voit seulement une écaille de grès de Marcory, poussée sur les schistes ordoviciens vers le NW, avec une base discontinue de calcaires à *Archæocyathus*, correspondant au flanc nord, très écrasé, du faux synclinal (fig. 68).

Ensuite, ce flanc nord redevient peu à peu complet, avec la succession intégrale des niveaux compris entre le Silurien et le Géorgien, dès le Nord du Bois de Montaud, tandis que le flanc sud émerge de son revêtement tertiaire.

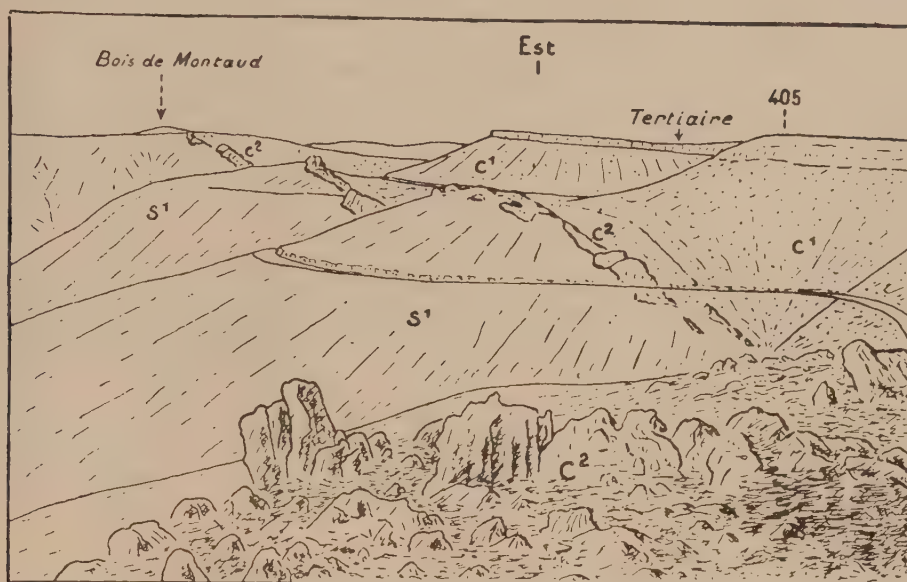


Fig. 68. — L'écaille de Saint-Julien de Molières (flanc nord du faux-synclinal de Camplong-Poussarou), vue du NE de Camplong, vers Saint-Julien de Molières

c¹ = Grès de Marcory; c² = Calcaires à *Archæocyathus*; s¹ = Ordovicien inférieur.

La côte tertiaire correspond au début du petit causse lutétien de Minerve, plus développé dans l'Est.

Jusqu'à l'extrémité orientale du faux-synclinal, au Signal de Montahuc, au delà de Ferrières-Poussarou, le flanc nord reste assez régulier et plonge au Sud du faux-anticlinal des Albières (1), à cœur de Potsdamo-Ordovicien ou d'Ordovicien, qui le sépare du faux-synclinal de Lucarnis-Naudet. Les couches sont parfois assez redressées dans la zone médiane, mais elles se développent, plus proches de l'horizontale vers l'Est.

Dans cette dernière région, la coupe subméridienne observable dans d'excellentes conditions le long du Ruisseau de Ferrières, entre La Fraise et le Pont de Poussarou, est d'autant plus intéressante qu'elle a déjà été publiée par BERGERON [4, p. 683]. Cet auteur, n'ayant pas reconnu la position inversée des couches, était obligé de figurer un pli en champignon, fort éloigné de la vérité, ainsi qu'on peut voir par la fig. 69, soigneusement relevée.

(1) Ce faux-anticlinal comporte une série de replis insuffisamment étudiés entre La Treille et Berlou, où les repères stratigraphiques sont peu certains. Le figuré de la carte n'a qu'une valeur approximative, mais le nombre plus ou moins grand des replis dans ce matériel assez souple ne change rien à l'interprétation d'ensemble.

Au milieu du faux-synclinal, au lieu des couches verticales imaginées, l'horizontalité s'avère presque parfaite. Les grandes masses dolomitiques (c^{2b}) reposent régulièrement sur les niveaux de calcaires roux (c^{2c}), qui surmontent des bancs alternants de calcaires, calcaires dolomitiques et calcschistes (c^{2d}); enfin, vient une barre de marbres blancs (c^{2e}), qui précède immédiatement les schistes versicolores fossilifères de l'Acadien moyen (c^3) (1).

On peut seulement remarquer une très petite ondulation anticlinale vers le milieu de la coupe. Ce léger repli mérite d'être noté, car il se poursuit dans l'Est, où il explique la dichotomisation des calcaires géorgiens de part et d'autre du relief acado-potsdamien du Montahuc, seule anomalie sensible dans la remarquable terminaison périssynclinal orientale (2). Il se poursuit aussi dans l'Ouest, où le resserrement l'accuse, et où il passe peut-être localement à un petit pli-faille injecté de quartz au cœur de l'axe de Marcory (3). C'est lui qui motive, dans cette dernière région, l'apparition de calcaires au sein des grès qui leur sont, en réalité, superposés, ainsi que l'observation en est aisée au NE immédiat de Pardailhan.

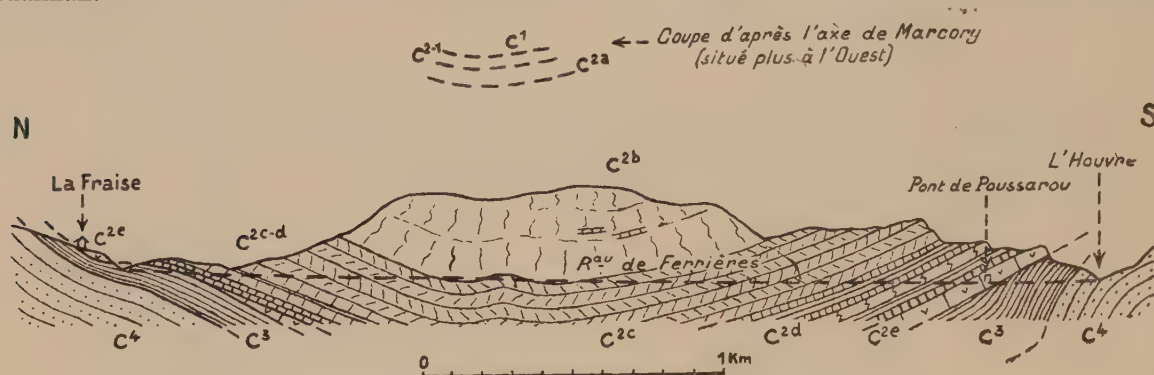


Fig. 69. — Coupe schématique des calcaires cambriens dans la série renversée de Poussarou
 c^1 = Grès de Marcory; c^{2-1} = Alternances grésocalcaires; c^2 (a-b-c-d-e) = Calcaires à *Archæocyathus*; c^3 = Schistes à *Paradoxides*; c^4 = Grès de Barroubio.

Le flanc méridional du faux-synclinal de Camplong-Poussarou présente de beaucoup plus grandes anomalies, qui expliquent la méconnaissance, jusqu'à l'heure actuelle, de la position inverse des Monts de Pardailhan.

En règle générale, dans la zone proche du cœur de grès de Marcory, le pendage est isoclinal, c'est-à-dire que le flanc sud plonge au SE, comme le flanc nord, sauf en de très rares points, à l'Ouest de Rieussec et au NE de Pardailhan.

Dans la zone proche des affleurements de schistes à *Paradoxides*, la confusion paraît totale et l'étude détaillée est nécessaire à la compréhension :

Depuis l'extrémité orientale jusqu'à La Louvière, la superposition inverse subsiste encore, semblable à celle décrite au Pont de Poussarou, avec des affleurements réguliers, que troublent seulement les décrochements de Cauduro. A La Louvière même, on observe déjà un petit repli assez vif, provoquant la présence d'une demi-fenêtre de schistes acadiens au sein des calcaires dans le fond d'un ravin. Puis, la région de Coulouma montre un dispositif complexe sur lequel il a été beaucoup écrit (4) (fig. 70).

(1) Dans le Sud, près du Pont de Poussarou, les schistes acadiens possèdent une schistosité parallèle à la limite des calcaires, c'est-à-dire une apparence de pendage d'environ 30° NNW. En réalité, les couches sont redressées près de la verticale et prennent part aux vifs replis, bien visibles dans les quartzites (c^4). Cette dysharmonie locale ne modifie pas les relations d'ensemble.

(2) D'autres petites ondulations se rencontrent cependant dans la région de Camprafaud, mais elles ne troublent guère les grandes lignes du contour des calcaires.

(3) C'est ce petit repli qui a été pris par BLAYAC et THORAL pour l'axe véritable de Marcory, supposé anticlinal, avec une série normale au lieu de la série inverse réelle (B. S. G. F., (5), t. I, 1931, p. 547).

(4) Notamment par MIQUEL, dans plusieurs travaux, et très récemment par M. VIALLA (D. E. S., Lyon, 1941), qui a achevé de préciser la stratigraphie. Du point de vue tectonique, il est évident que cette petite région ne pouvait être comprise avant l'étude de la totalité des Monts de Pardailhan.

A l'Est du méridien de Coulouma, les calcaires reposent régulièrement sur les schistes, mais avec un petit repli anticlinal rendant leur affleurement en partie discontinu (Coteau de Cabanelles). Par contre, à partir de la rive droite du Ruisseau de Camboussel, les schistes reviennent sur les calcaires et, à l'Ouest du méridien de Coulouma, la Montagne de Canimont (600 mètres) présente la succession normale de la formation de Barroubio sur les schistes acadiens et de ceux-ci sur les calcaires.

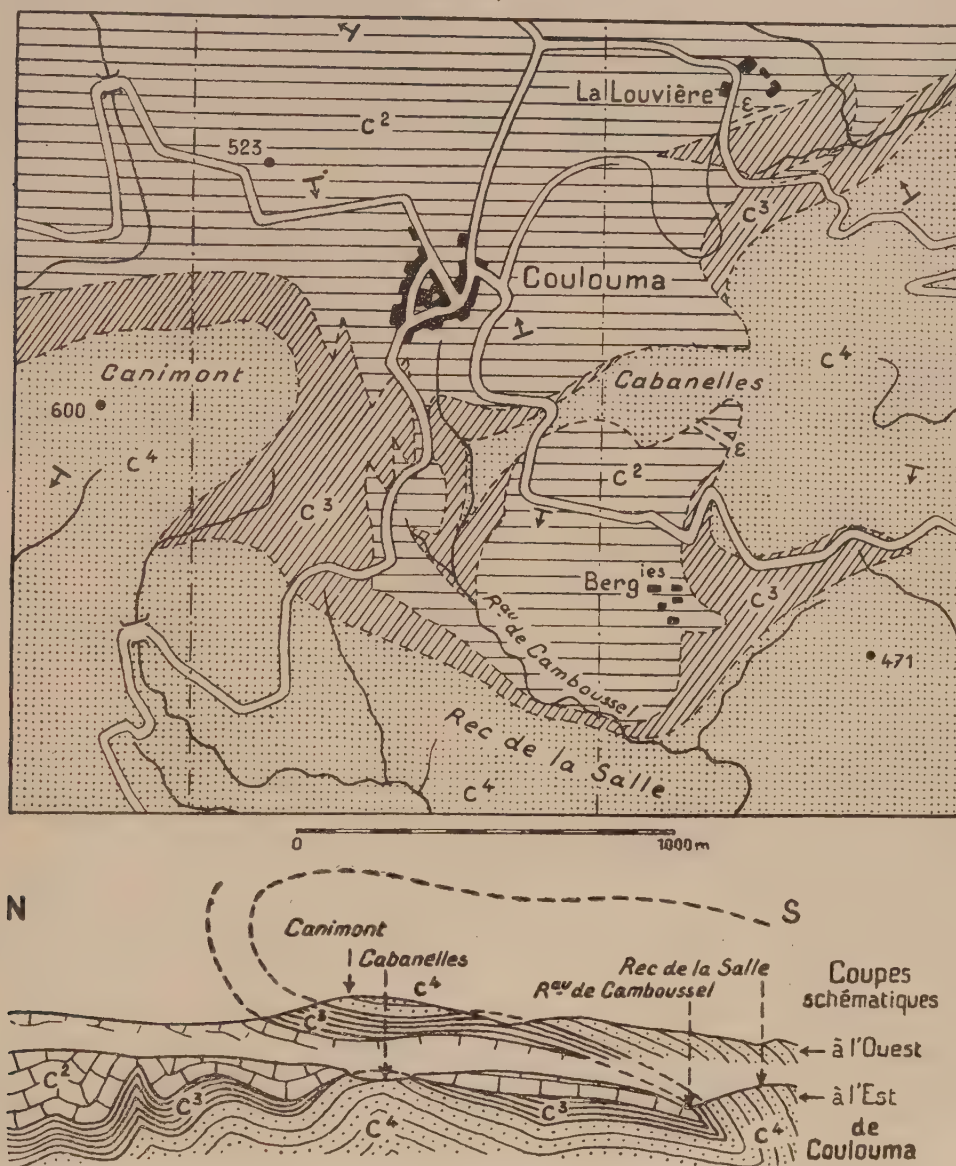


Fig. 70. — Carte et coupes en coulisses de la région de Coulouma
(Échelle de 1/20.000^e)

c² = Calcaires à *Archæocyathus*; c³ = Schistes à *Paradoxides*; c⁴ = Grès de Barroubio; ε = Dolérites.

J'interprète cette disposition en admettant qu'on a affaire à un synclinal couché de la série inverse. Le fond du synclinal se trouve au pied de la Montagne du Rec de la Salle, puis, grâce à l'abaissement axial vers l'Ouest, général dans cette zone, le cœur synclinal calcaire plonge sous le flanc inverse. Ainsi, la série de la Montagne de Canimont n'est normale que parce qu'elle a été deux fois retournée. Les coupes en coulisse jointes à la fig. 70 expliquent simplement cette structure, un peu étrange à première vue et rendue encore plus compliquée par les étirements locaux, qui n'ont rien de surprenant devant les efforts tectoniques subis.

Il va sans dire que les calcaires eux-mêmes, dans le large affleurement compris entre Coulouma, Copujol et Les Tunes, subissent un surdéversement identique. Son étude est cependant rendue difficile par la dolomitisation inégale et l'absence de niveaux repères autres que de rares horizons calcschisteux.

La limite méridionale des calcaires de cette zone est d'ailleurs anormale entre l'Ouest de Coulouma et le Sud d'Arguzac. Il s'y trouve une faille, subverticale au centre, inclinée au Sud dans l'Est, inclinée au NW dans l'Ouest. Près des Conquets, des calcaires et calcschistes de l'Acadien inférieur apparaissent au Sud de la faille et montrent la continuation du surdéversement de Coulouma assez loin vers l'Ouest. Par contre, entre Arguzac et La Camp, la superposition inverse habituelle reprend ses droits, avec des plongements réguliers vers le NW pour la série cambro-ordovicienne complète, au voisinage d'un grand décrochement.

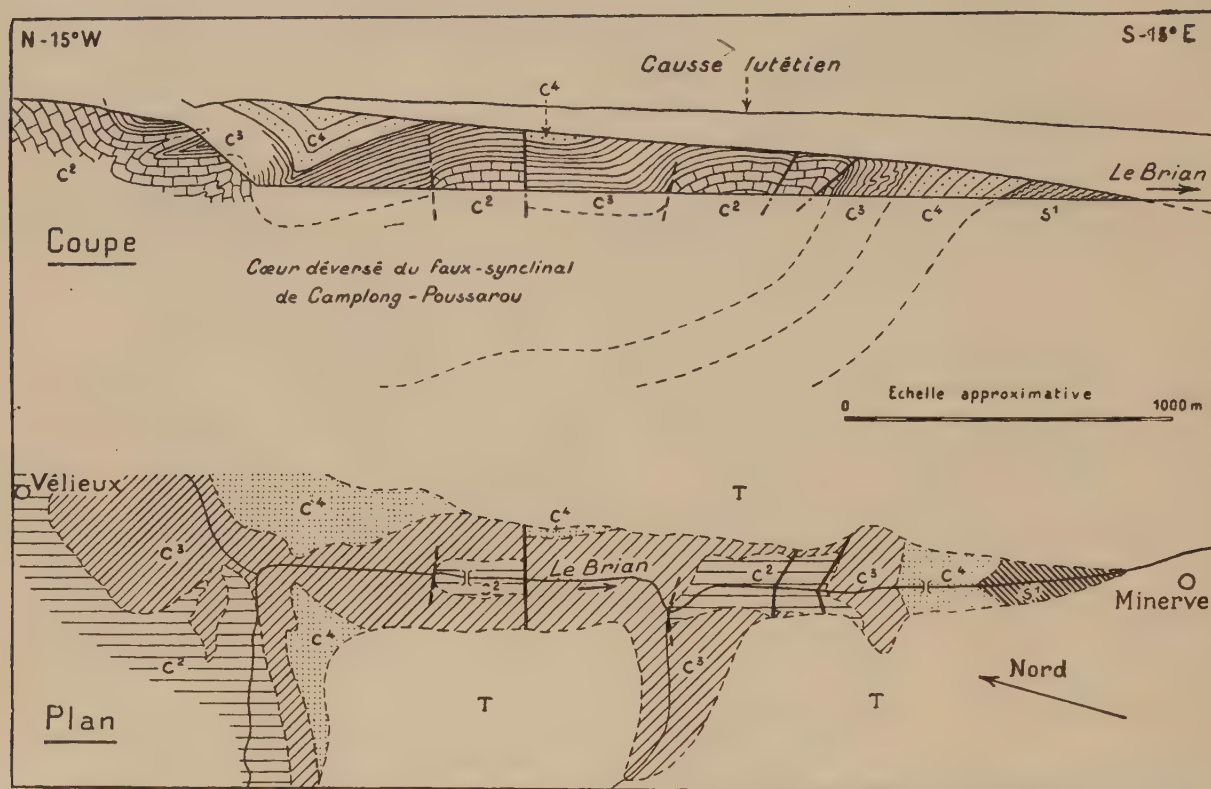


Fig. 71. — Carte schématique et coupe de la Gorge du Brian, en amont de Minerve

c² = Calcaires à *Archæocyathus*; c³ = Schistes à *Paradoxides*; c⁴ = Grès de Barroubio; s¹ = Ordovicien inférieur; T = Tertiaire.

Plus à l'Ouest en direction de Vélioux, la structure isoclinale à pendage sud règne à nouveau, depuis l'axe de Marcory jusqu'à l'Ordovicien. La coupe naturelle de la Gorge du Brian, en amont de Minerve, est cependant précieuse, car elle renseigne sur ce qui se passe au Sud, sous la couverture tertiaire qui devient peu à peu fort gênante (fig. 71).

Il existe d'abord de nombreux petits replis couchés, au SE des Gours, puis la série paraît normale, avec des failles subverticales de peu d'ampleur; mais, immédiatement au Nord de Minerve, les plongements nord reprennent, les schistes acadiens disparaissent sous les calcaires, dans une série inverse qui se poursuit jusqu'à l'Ordovicien. Le dispositif est donc le même qu'à Coulouma, quoique réalisé avec une ampleur plus grande (surdéversement de l'ordre de 5 kilomètres entre La Figuière, dans l'axe apparent des grès de Marcory, jusqu'au fond du faux-synclinal, au niveau de l'Ordovicien de Minerve).

Au delà encore vers l'Ouest, la limite méridionale des calcaires est inconnue, mais on voit nettement que le régime isoclinal persiste, en suivant le niveau des alternances grésocalcaires, très développé dans les Gorges de la Cesse, avant sa disparition sous le Tertiaire.

Ainsi, le faux-synclinal méridional, de Camplong-Poussarou, est de beaucoup le plus complexe des trois plis majeurs du Cambrien de la nappe des Monts de Pardailhan. Il est permis de supposer que la proximité de la zone des racines, masquée sous le Tertiaire, est pour quelque chose dans sa structure. On y reconnaît la preuve d'une intensité extrême des poussées vers le NW, qui a provoqué le style isoclinal, c'est-à-dire des surdéversements, postérieurement sans doute au premier déversement général de la nappe et au gauchissement de son flanc inverse en grands faux-synclinaux.

Dans l'Ordovicien inférieur schisto-gréseux et très plastique des régions de Saint-Martial et de Saint-Chinian, au Sud du faux-synclinal méridional, les plissements intenses et un peu en tous sens sont fréquents. Malgré mes recherches, je n'ai rien pu en tirer de précis. Je crois qu'il convient de le considérer comme le fond du synclinal couché sous la nappe (dont le cœur dévonien a été décrit à Berlou) et que, par conséquent, tous les reploiements y sont possibles.

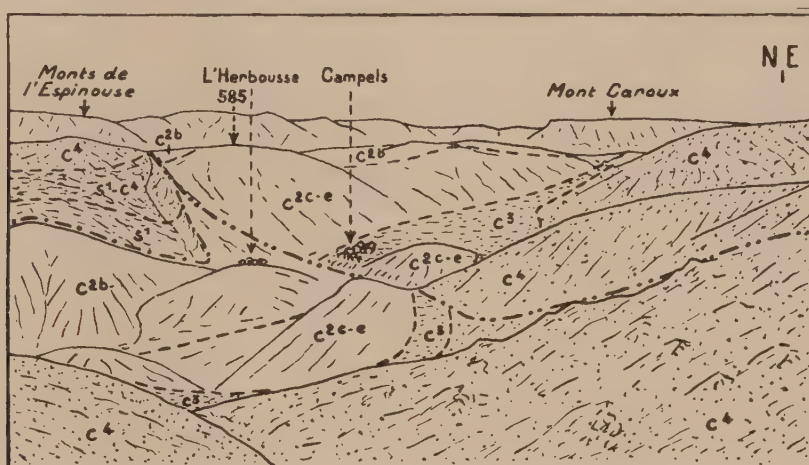


Fig. 72. — Le décrochement de Campels, à la traversée de l'échelle-faux synclinal de Lucarnis-Naudet, vu de l'Ouest du Col de Ferrières

c^2 = Calcaires à *Archæocyathus* (La signification des subdivisions a-b-c-d-e est détaillée p. 134); c^3 = Schistes à *Paradoxides*; c^4 = Grès de Barroubio; s^1 - c^4 = Potsdamo-Ordovicien; s^1 = Ordovicien inférieur. Les monts de l'Espinouse et du Caroux appartiennent à la zone axiale.

Les décrochements. — Un dernier type d'accident tectonique intéresse la totalité des trois faux-synclinaux des Monts de Pardailhan, ainsi que, partiellement, les terrains sous-jacents. Je veux parler des grands décrochements subméridiens, très visibles dans le paysage (fig. 72), qui découpent entièrement la région.

Il me semble inutile de les décrire en détail, car la carte constitue la plus parlante des explications. La faille de Cassagnolles représente sans doute le premier dans l'Ouest; puis viennent le décrochement de Montaud (avec un petit décrochement annexe près de cette ferme), le décrochement de Brian, le décrochement de Cavenac-Jalbert, le très important décrochement d'Ardouane - La Camp, enfin le non moins important décrochement de Julio-Campels-Cauduro, dichotomisé à ses deux extrémités, vers Rautély et vers Malibert.

Le jeu horizontal produit varie de 200 à 2.000 mètres suivant les accidents, mais c'est toujours la lèvre orientale qui est reportée vers le Nord, comme si l'ensemble des Monts de Pardailhan, n'arrivant pas à se mouler parfaitement sur la zone axiale un peu oblique dans le Nord, des cassures avaient été nécessaires pour arriver à ce résultat.

Un fait notable est que l'intensité du décrochement n'est pas identique pour les faux-synclinaux réguliers (Ferrals-Malviès et Camplong-Poussarou) et pour le faux-synclinal médian, glissé en écaille vers le Nord (Lucarnis-Naudet).

Ainsi, suivant l'accident de Cavenac-Jalbert, le flanc sud du faux-synclinal septentrional manifeste un jeu horizontal de 2.000 mètres environ, tandis que l'écaille est décrochée de 500 mètres au plus. Suivant l'accident d'Ardouane-La Camp, les rejeux respectifs sont de 2.000 et 1.000 mètres. C'est seulement dans l'accident le plus oriental que les jeux sont analogues, avec 600 à 800 mètres.

Il semble donc que le mouvement des décrochements ait le plus souvent commencé avant le départ en écaille du faux-synclinal médian, mais qu'il se soit encore poursuivi après celui-ci.

La plupart de ces accidents semblent, en outre, limités en profondeur, la nappe, jusqu'à son cœur synclinal ayant seule joué obliquement. Cependant, le plus important d'entre eux (Ardouane - La Camp) intéresse aussi le substratum, puisque le synclinal dévonien autochtone le plus septentrional de la zone du Jaur est également décroché, dans l'Ouest de Prémian.

De plus, les décrochements les plus occidentaux manifestent un très léger rejeu, à l'état de faille tertiaire, près de Camplong et de Fauzan, mais le rejet, de quelques dizaines de mètres au plus, s'amortit rapidement vers le Sud.

Conclusion à l'étude des Monts de Pardailhan. — En résumé, la région des Monts de Pardailhan semble bien correspondre au flanc inverse d'une grande nappe — pli couché, à matériel cambro-ordovicien, déversé au NNW sur les terrains gotlando-dévonien repliés sous elle et s'écrasant contre le Gotlando-Dévonien autochtone du Saint-Ponais - Zone du Jaur.

Postérieurement à cette première phase de grands déversements, les poussées du SSE au NNW continuant à s'exercer, la nappe a été plissée en une succession de trois faux-synclinaux principaux, séparés par de faux-anticlinaux.

Une troisième phase est caractérisée par le départ en écaille, toujours vers le NNW, du flanc nord du faux-synclinal médian, ainsi que par un surdéversement et de nombreuses complications de détail du flanc sud du faux-synclinal méridional.

Pendant la deuxième et la troisième phase, en outre, alors qu'elle avait déjà perdu une partie de sa souplesse, la nappe a été découpée par une série de grands décrochements transversaux, qui lui ont permis de mieux se mouler contre la zone axiale située au Nord, dont la mise en place tectonique venait, sans doute, de se produire.

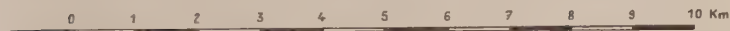
L'intensité du déversement peut être chiffrée avec une exactitude relative. Pour les terrains dévonien du cœur synclinal couché sous la nappe, la zone de Berlou indique environ 8 kilomètres. Pour les terrains ordoviciens, la zone radicale doit se trouver dans la région de Prades, ce qui donnerait un déversement maximum de 12 à 15 kilomètres. Pour les terrains cambriens, par contre, les racines sont inconnues; mais les grandes complications du Sud du faux-synclinal méridional laissent supposer qu'elles se trouvent à très faible distance sous le Tertiaire, le déversement étant alors de l'ordre d'une vingtaine de kilomètres au moins, et sensiblement plus si l'on tient compte des replis intermédiaires.

Il va sans dire que de telles différences dans l'intensité du déversement entre le cœur synclinal dévonien et le cœur anticlinal cambrien de la nappe n'ont pu s'obtenir que grâce à des dysharmonies de plissements. Le rôle des schistes ordoviciens assez plastiques paraît considérable à cet égard. Il est vraisemblable que le cœur synclinal, étonnamment plissotté, de la zone de Prades — Saint Chinian a été sensiblement enrichi, tandis que les zones septentrionales subissaient des étirements. Rappelons, néanmoins, que les conditions de sédimentation en fosse subsidente, pour la première région, ont dû largement faciliter et peut-être motiver la disposition tectonique réalisée.

En tout cas, il y a lieu de retenir que si l'on déplie la nappe de Pardailhan, les formations cambriennes situées à son front se sont certainement sédimentées au moins à un cinquantaine de kilomètres au Sud de leur emplacement actuel, valeur qui souligne toute l'importance de la structure décrite.

This is a detailed geological map of the Massif de Nore and its surroundings. The map uses various shading patterns to represent different geological formations. Key features include the Massif de Nore in the upper left, the Monts de l'Espinouse in the upper right, and the Chaînon secondaire de St Chinian in the lower right. The Causse Lutétien de Minerve and the Causse de Minerve are shown in the lower left. The map includes numerous place names, such as Albine, Lacabarède, Nore, Cassagnolles, and Minerve. A north arrow is located in the bottom left corner.

Echelle : 1/80.000



- | | | | |
|--|--|--|---|
|  a | Alluvions |  c ³ | Schistes de l'Acadien |
|  A | Éboulis |  c ² | Calcaires et dolomies du Cambrien moyen |
|  T | Tertiaire |  c ²⁻¹ | Alternances grès-calcaires |
|  S | Secondaire |  c ¹ | Grès du Cambrien inf ² |
|  h ^{1(b)}} | Calc. à Prolecanites |  c ^{1-x} | Cambrien inférieur et Antécambrien (?) épimétamorphiques |
|  h ^{1(a)}} | Schistes et Lydiennes |  { | c ² = Schistes sériciteux
c ³ = Schistes nicacés |
|  d ⁶⁻⁵ | Dévonien supérieur |  E | Micaschistes |
|  d ⁴⁻³ | Dévonien moyen |  E | Alternances de Gneiss et de Micaschistes |
|  d ²⁻¹ | Dévonien inférieur |  E | Gneiss |
|  d ⁴⁻¹ | Dévonien inf ² et moyen indifférencié | | |
|  d | Dévonien indifférencié | | |
|  d ⁵⁻⁴ | Gotland - Dévonien |  { | Q Quartz
E Dolérite
S Amphibolite |
|  s ³ | Ordovicien supérieur | | |
|  s ¹ | Ordovicien inférieur |  + + + + | Axe anticalinal |
|  s ^{1-c} | Formation grès-schisteuse de passage (?) |  ~ ~ ~ ~ ~ | Zone onduleuse |
|  c ⁴ | Quartzites du Cambrien sup ² |  ————— | Faïlle ou décrochement |

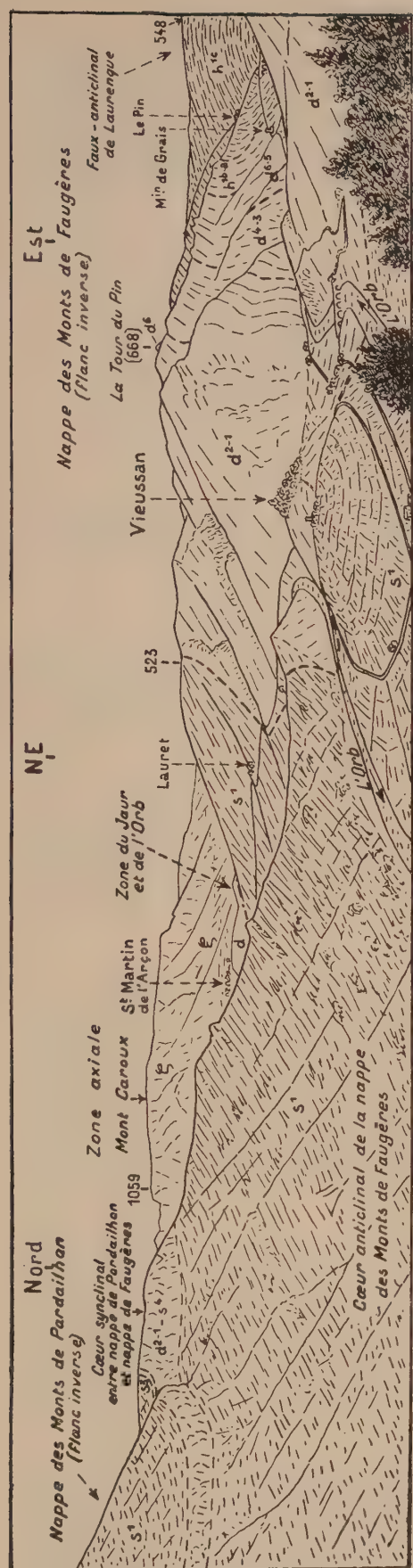


Fig. 74. — La plongée des Monts de Faugères sous les Monts de Pardailhan, dans la région de Vieussan, vue prise du versant oriental du Signal de Naudet
 ζ = Gneiss ; ξ = Micaschistes ; s^1 = Ordovicien inférieur ; s^2 = Ordovicien supérieur ; d^1 , s^2 = Gotlando-Dévonien ; d^{2-1} = Dévonien inférieur ; d^{2-3} = Dévonien moyen ; d^{3-5} = Dévonien supérieur ; h^{1b-a} = Calcaires à colonnes et lydiennes du Viséen inférieur ; h^{1c} = Formation schisto-gréseuse viséenne.

c) **Monts de Faugères et zone de l'Orb** (fig. 79, 90 et pl. de coupes N° VI). — A l'Est des Monts de Pardailhan, l'Ordovicien, puis le Dévonien et le Dinantien couvrent un large territoire qui appartient à une nouvelle unité tectonique. Malgré quelques confusions entre les schistes d'âges divers et des contours peu exacts dans le détail, les grandes lignes ressortent déjà des cartes antérieures, au point qu'il est étonnant que leurs auteurs n'aient pas reconnu la disposition structurale exacte.

Région occidentale (cluse subméri-dienne de l'Orb). — Au-dessous du cœur synclinal gotlando-dévonien écrasé sous le pli couché de Pardailhan, nous avons déjà observé la présence d'une nouvelle série schisto-gréseuse, formée par l'Ordovicien inférieur. Si l'on descend encore, dans le flanc oriental du Signal de Naudet par exemple, on retrouve des couches dévoniennes, qui plongent sous l'Ordovicien. La surélévation continuant vers l'Est, la coupe de l'Orb en aval de Vieussan fait apparaître successivement le Dévonien inférieur, moyen, puis supérieur, enfin le Dinantien, avec un horizon de calcschistes et quelques lydiennes à la base.

La suite des terrains est parfaitement régulière, mais les superpositions sont continuellement inverses depuis l'Ordovicien de l'Ouest de Vieussan (fig. 74). La seule interprétation possible est qu'au-dessous du cœur synclinal dévonien des Monts de Pardailhan, dont la moitié inférieure représente théoriquement le flanc normal de l'unité sous-jacente, existe un cœur anticlinal ordovicien, couché lui aussi et relativement peu épais (1.000 mètres environ), sous lequel le flanc inverse, à matériel dévonien puis dinantien, est largement conservé.

Ce flanc inverse est plissé longitudinalement, en direction WSW-ENE, comme le flanc inverse de la nappe de Pardailhan, les replis des deux unités paraissant d'ailleurs se correspondre. Ainsi, le faux-anticlinal de Laurenque ferait suite au faux-anticlinal des Albières et le faux-synclinal du Mont Peyroux prolongerait celui de Camplong-Poussarou.

Les plongements à la terminaison périanthclinale de l'axe de Laurenque, entre Vieussan et Ceps, sont de l'ordre de 45° Ouest. Dans le flanc sud de l'anticlinal, entre Ceps et la vallée du Landeyran, ils sont analogues ou plus redressés et dirigés vers le Sud.

Dans la terminaison périssynclinale du Mont Peyroux, les pendages vers l'Ouest reprennent normalement, assez forts au contact entre Ordovicien et Dévonien inférieur, beaucoup plus faibles et manifestant de petites ondulations au contact entre Dévonien supérieur et Dinantien, où la superposition inverse est admirablement visible (fig. 75). Enfin, ils deviennent NW, avec des caractères semblables, dans le flanc méridional du faux-synclinal, où la cluse du Landeyran montre aussi une coupe assez claire.

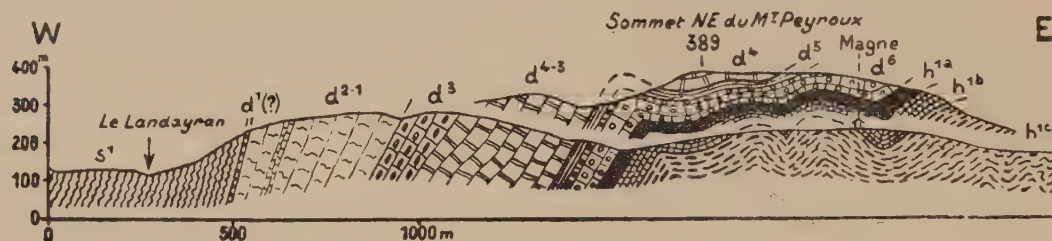


Fig. 75. — Coupe du Mont Peyroux

s¹ = Ordovicien inférieur ; d¹ (?) = « Mur quartzeux » ; d²¹ = Dévonien inférieur ; d³ = Eifélien ; d⁴ = Givétien ; d⁵ = Frasnien ; d⁶ = Famennien ; h¹ᵃ = Lydiennes à nodules phosphatés ; h¹ᵇ = Calcaires noduleux à *Prolecanites* ; h¹ᶜ = Formation schisto-gréseuse viséenne.

Vers le Sud, le prolongement du flanc inverse de la nappe est fâcheusement masqué par le Tertiaire, qui butte par faille contre le massif ancien, ou qui transgresse sur lui, par endroits. Les racines sont donc absolument invisibles, mais nous verrons qu'il y a des arguments pour qu'elles se trouvent à très faible distance.

A côté des grandes lignes régulières, qui démontrent bien la position inversée de la région, il existe cependant de multiples petits accidents, parfois assez confus. D'abord, la cluse méridionale du Landeyran présente l'étirement complet du Dévonien moyen et plusieurs failles transversales intéressant l'ensemble des couches ou seulement la base du Dévonien (« Mur quartzeux »). Ensuite, la zone dévonienne Ouest-Est comprise entre le Mont Peyroux et Ceps est souvent étirée ou débitée en écaillés qui manifestent le jeu Sud-Nord des replis, postérieurement au déversement général.

Vers le Nord, au delà de Vieussan, l'affleurement dévonien tourne vers le NE et le contact avec l'Ordovicien paraît un peu anormal. Mais le trait essentiel de cette région est la buttée franche du cœur anticlinal ordovicien de la nappe des Monts de Faugères contre la barre dévonienne Ouest-Est de Tarassac. Celle-ci, se reliant, d'une façon discontinue il est vrai, mais cependant avec netteté, au Dévonien de Saint-Pons, appartient certainement à l'autochtone de la zone Jaur-Orb. Nous trouvons donc ici, suivant le contact qui la borde au Sud, la limite tectonique de la zone déversée, brusquement tranchée par un accident subvertical (Faille du Sauvagnère).

Ainsi, le front de l'anticlinal couché n'est pas conservé et l'on ne peut relier que par la pensée le Dévonien du synclinal d'Olargues-Berlou, pincé entre Monts de Pardailhan et Monts de Faugères, au Dévonien du flanc inverse de cette dernière unité. Le cœur anticlinal ordovicien se prolonge cependant assez largement vers l'Ouest, au moins jusqu'à Prémian, en avant du Dévonien du synclinal d'Olargues. Il est probable qu'il correspond ensuite à l'affleurement ordovicien signalé en avant du synclinal de Saint-Bauzille - Cavenac, au SW de Saint-Pons.

Dans l'Est, l'Ordovicien se coince rapidement, près de La Taillade, entre le Dévonien du flanc inverse des Monts de Faugères et celui de Tarassac. Mais, entre les deux unités commence à se dessiner une étroite bande de schistes noirs, renfermant quelques passées calcaires, que j'attribue, avec un peu de doute, au Dinantien. Elle se poursuit sur 7 kilomètres environ, par le versant nord du Mont Sauvagnère, toujours appuyé normalement,

au Nord, sur le Dévonien de Tarassac (zone de Jaur-Orb) et bordée, au Sud, par le grand accident frontal des Monts de Faugères. On pourrait donc supposer qu'il s'agit là, pour le Dinantien, de la limite septentrionale du flanc normal du synclinal couché sous la nappe des Monts de Faugères, où le flanc inverse est ensuite seul visible à l'affleurement (Schéma explicatif de la fig. 76).

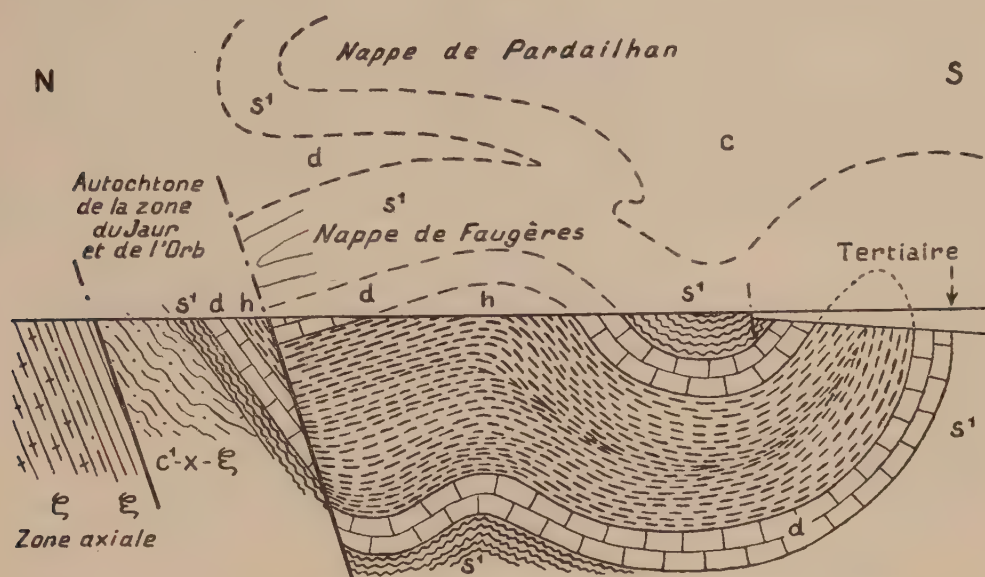


Fig. 76. — Coupe schématique, purement figurative, montrant les relations présumées entre les unités tectoniques de la cluse de l'Orb

ζ = Gneiss; ξ = Micaschistes; c¹-x-ξ = Antécambrien et Cambrien inférieur épimétamorphisés; c = Cambrien; s¹ = Ordovicien inférieur; d = Dévonien; h = Dinantien.

Région septentrionale. — A peu de distance dans l'Est de Vieussan, le flanc inverse de la nappe des Monts de Faugères montre une série de replis assez importants, toujours de direction WSW-ENE, qui ont permis la conservation du Dévonien, en faux-synclinaux, au sein de la formation schisto-gréseuse dinantienne. Depuis le Dévonien de Vieussan au NW, on voit ainsi se succéder : le faux-anticlinal de Plaussenoux, à cœur dinantien, avec un petit synclinal médian; le faux-synclinal dévonien d'Auziale, dont le flanc nord, étiré, correspond à une écaille poussée au Nord sur le Dinantien; le faux-synclinal dévonien majeur du Montredon; enfin, le grand faux-anticlinal dinantien de Laurenque, qui a déjà été signalé (fig. 77).

A vrai dire, entre le faux-anticlinal de Plaussenoux et celui de Laurenque, les replis intermédiaires appartiennent à une même unité, dont on peut supposer que le rattachement à la bande dévonienne de Vieussan serait assuré si le Ruisseau du Pin et l'Orb n'avaient déblayé les schistes dinantiens. Un fort repli synclinal, dans le versant est du coteau 453, entre Vieussan et Ceps, paraît, en effet, constituer le point de départ du groupe des faux-synclinaux dévoniens. D'ailleurs des calcschistes de la base du Dinantien jalonnent à peu près l'espace qui les sépare.

Malgré une tendance isoclinale due aux poussées vers le Nord, encore actives lors du replissement de la nappe, la position renversée des faux-synclinaux est parfaitement claire en plusieurs endroits. Je citerai, en particulier, la terminaison périanticlinale NE du faux-anticlinal du Col des Fleysse et les replis de Dévonien supérieur sur le Dinantien entre Aigues-Vives et Cabrerolles.

En outre, le cœur du faux-synclinal du Montredon est souligné par la présence de Gotlando-Dévonien au Pic de la Coquillade et surtout d'Ordovicien inférieur, très écrasé et quartzifié, sur le sommet même du Montredon (Nord de Cabrerolles) (fig. 77).

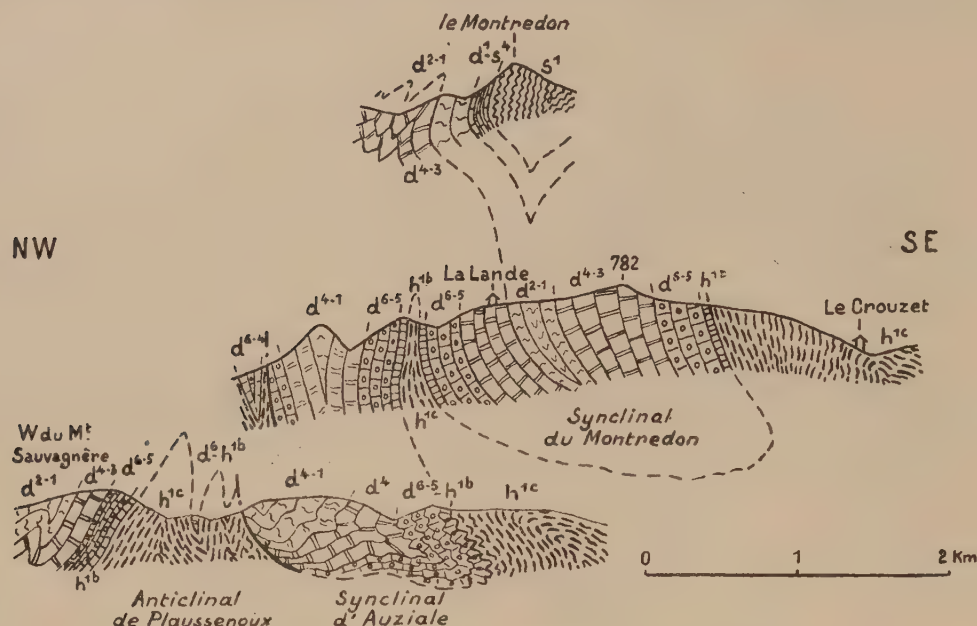


Fig. 77. — Coupes en coulisses du NW des Monts de Faugères

s¹ = Ordovicien inférieur; d¹-s⁴ = Gotlando-Dévonien; d²-¹ = Dévonien inférieur; d⁴-³ = Dévonien moyen; d⁶-⁵ = Dévonien supérieur; h¹ᵇ = Calcaires à colonnes ou calcschistes dinantiens; h¹ᶜ = Formation schisto-gréseuse dinantienne.

La position de ce dernier terrain, malgré sa situation dominante, est assez curieuse. Son étude précise montre qu'il s'agit d'une tête plongeante, légèrement déversée dans la région de La Borie-Nouvelle et limitée au SE par un grand accident ayant peut-être joué comme décrochement mais certainement comme faille à rejet vertical, de telle sorte que le Dévonien a été relevé sur la lèvre SE et que la continuation des terrains ordoviciens se trouverait au-dessus de la surface topographique actuelle, de ce côté.

Plus à l'Est, les environs immédiats de Faugères fournissent aussi la preuve du renversement. On y observe deux petits faux-synclinaux à cœur dévonien reposant sur les lydiennes, puis les schistes du Dinantien. Au delà de Pézènes-les-Mines, l'affleurement dévonien des Monts de Faugères s'amincit beaucoup. A la traversée de la Peyne, il est percé par un minuscule axe anticlinal de lydiennes dinantiennes. Dans la région de Saint-Vincent et de Combals, il ne forme plus qu'une série de replis aigus, perchés sur le Dinantien. Il retrouve, cependant, un peu d'ampleur dans les hauteurs du Caragnas, près des Crozes, avec une structure fort complexe et un curieux aspect de calcaires « tuyautés », s'expliquant par le fait que les écaïlles de Cabrières ont presque certainement recouvert et écrasé cette région. Le faux-anticlinal qui vient se terminer par une plongée vers l'Est, près du Mas Vic, prouve encore la continuation des superpositions inverses, de telle sorte que la disparition du Dévonien, en direction de Cabrières, s'explique par son passage au-dessus de la surface topographique.

Vers le NE cependant, le Dévonien plonge au Nord sous l'Ordovicien fossilifère du Mas Boussière, que l'on peut interpréter comme une tête plongeante de la nappe, un peu analogue à celle du Montredon. Mais la faille, injectée de quartz, de la Boyne met fin aux observations, en reportant la suite de ce flanc inverse de la nappe des Monts de Faugères au-dessous de la nouvelle unité des écaïlles de Cabrières.

Bordure nord de la région septentrionale et zone de Soumartre.— Nous avons vu que la bande dévonienne de Vieussan, à l'extrémité occidentale des Monts de Faugères, était brusquement interrompue au Nord par la faille du Sauvagnère. Vers l'Est, le Dinantien du faux-anticlinal de Plaussenoux est pris en biseau, à son tour, par cet accident Ouest-Est. Ensuite, après une zone un peu confuse, où les calcaires dévoniens charriés et autochtones sont directement appliqués les uns contre les autres, le Dévonien du faux-synclinal du Montredon vient s'appuyer sur l'Ordovicien autochtone de la région des Aires, tandis que le Dévonien autochtone a disparu.

A partir de la route d'Hérépian à Faugères, se détache une nouvelle unité, la zone de Soumartre, limitée par faille au Nord et au Sud. On y rencontre également du Dévonien, à peu près complet au Pic de Tantajo (518 mètres, au Sud de Bédarieux), au Nord, et du Dinantien, avec lydiennes et calcschistes de base, puis formation schisto-gréseuse, dans le Sud (fig. 78).

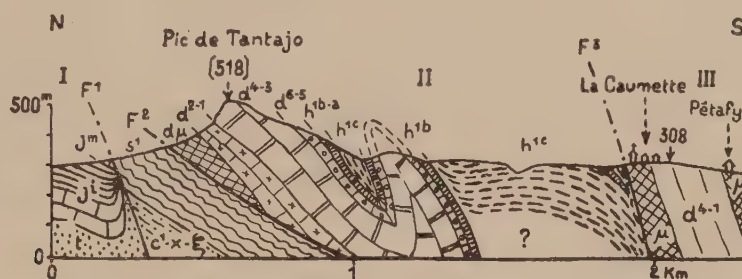


Fig. 78. — Coupe schématique du Tantajo à la Caumette

c¹x-ξ = Antécambrien et Cambrien inférieur épimétamorphisés ; s¹ = Ordovicien inférieur ; d²⁻¹ = Dévonien inférieur ; d⁴⁻³ = Dévonien moyen ; d⁶⁻⁵ = Dévonien supérieur ; h^{1a} = Lydiennes ; h^{1b} = Calcaires à colonnes ; h^{1c} = Formation schisto-gréseuse dinantienne ; t = Trias ; jⁱ = Jurassique inférieur ; j^m = Jurassique moyen ; μ = Zones écrasées. F¹ = Faille des Aires ; F² = Faille du Tantajo ; F³ = Faille de Pézènes ; I = Fossé de Bédarieux ; II = Zone de Soumartre ; III = Monts de Faugères.

Sa position tectonique est assez incertaine. En effet, un repli dinantien, situé immédiatement au Sud du Tantajo, paraît reposer normalement sur le Dévonien à son extrémité périclinale orientale, tandis que l'extrémité occidentale peut sembler inversée. Le grand affleurement dinantien de Soumartre ne renseigne pas davantage, car son contact avec le Dévonien, régulier au Nord, est subvertical. Quant à son contact avec les Monts de Faugères proprement dits, au Sud, il résulte d'un accident (faille de Pézènes).

Au Nord du Tantajo, le contact du Dévonien avec l'Ordovicien sous-jacent est également anormal et manifeste un déversement vers le Nord, avec une zone bréchique puissante à la base du Dévonien. Je crois, en réalité, que l'aspect actuel traduit le rejeu tertiaire d'un accident ancien et que les brèches correspondent plus à des blocs éboulés de la falaise dévonienne, puis pincés sous son déversement, qu'au broyage ancien de la roche massive.

Quoi qu'il en soit, cette faille du Tantajo, comme celle de Pézènes, se prolonge jusqu'à la limite orientale de la zone, devant les écaillés de Cabrières, avec un Dévonien de plus en plus amenuisé entre le socle ordovicien et l'affleurement dinantien (anciennement confondu avec l'Ordovicien près de Valmascle).

L'hypothèse la plus vraisemblable paraît être d'admettre la position subautochtone de cette zone de Soumartre et d'y voir le prolongement de la zone Jaur-Orb de Tarassac, en avant de la nappe des Monts de Faugères. La faille de Pézènes ne serait alors que la suite de celle du Sauvagnère ; quant à la faille du Tantajo, elle correspondrait seulement à une surface de glissement, puis à un étirement de la masse dévonienne, sur son substratum immédiat de schistes ordoviciens.

Les relations de la zone de Soumartre avec les Monts de Faugères seraient alors à peu près les mêmes que celles figurées pour la zone du Jaur-Orb (fig. 76). On aurait toujours affaire à un élément du flanc normal du synclinal couché sous la nappe de Faugères, conservé en avant de l'affleurement du flanc inverse, qui appartient à la nappe. Nous avons déjà observé que la stratigraphie confirmait ce point de vue.

Région méridionale. — Au Sud du grand faux-synclinal dévonien du Montredon, dont la limite méridionale semble partiellement étirée entre Cabrerolles et Faugères, se développe une large aire schisto-gréseuse dinantienne.

Dans l'Ouest, nous avons souligné qu'elle correspondait nettement à un faux-anticlinal (de Laurenque), dont l'axe paraît reporté sensiblement au Nord de l'affleurement. Cet axe se poursuit très probablement vers l'Est, tout au long et à peu de distance de la bordure dévonienne; mais les replis deviennent très confus dans le Sud de l'aire dinantienne, où les repères stratigraphiques manquent pour en réaliser l'étude précise.

A l'Est du Mont Peyroux, le prolongement du faux-synclinal se devine sans doute, quoiqu'il ne soit guère possible de le suivre sur le terrain. L'examen stéréoscopique des photos d'avion prises en 1946 par l'Institut Géographique National devient alors d'un grand secours, car les directions de plissements apparaissent avec netteté dans les schistes.

On distingue d'abord, la faille NNE-SSW qui, par l'Est du Montredon et l'Ouest de Cabrerolles, continue jusqu'à l'Est du Mont Peyroux. Elle a probablement joué ici comme décrochement, de telle sorte que l'axe du faux-synclinal se trouve reporté au NE dans le Bois de Fabrègues. Un autre petit accident de même direction semble passer au SE de Lenthéric; puis le faux-synclinal se distingue parfaitement entre La Grange de la Plaine et le Nord de Laurens, sa direction moyenne restant donc WSW-ENE.

A partir de Laurens, les écailles de Cabrières recouvrent une grande partie de l'aire dinantienne et son étude propre n'est plus possible. Signalons seulement qu'elle est divisée en deux parties par la grande faille, injectée de quartz, de Roquessels-Cabrières, orientée WSW-ENE, et que les récifs calcaires du Viséen supérieur, conservés uniquement dans la région sud, affaissée au-dessous des écailles, s'alignent le plus souvent suivant la même direction.

Conclusion à l'étude des Monts de Faugères. — Les conclusions relatives à la structure des Monts de Faugères sont à peu près les mêmes que celles concernant les Monts de Pardailhan, quoique l'âge des terrains soit en partie différent.

Il s'agit d'une grande nappe - pli couché, dont le flanc inverse, à matériel dinantien et dévonien, est le plus largement représenté, tandis que le cœur anticlinal, ordovicien, et surtout le flanc normal, gotlando-dévonien, n'affleurent qu'en des surfaces relativement réduites.

Une première phase a produit le déversement majeur vers le NNW, sur les terrains autochtones de la zone Jaur-Orb-Soumartre, où l'on voit sans doute le début du synclinal à cœur dinantien, couché sous la nappe. Une deuxième phase a entraîné le reploiement du flanc inverse en une succession de faux-anticlinaux et faux-synclinaux, dont plusieurs sont débités en petites écailles, toujours poussées dans la même direction. Enfin, des failles ou décrochements subméridiens, parallèles à ceux des Monts de Pardailhan, mais beaucoup moins importants, ont partiellement débité la région.

L'intensité du déversement ne peut être précisée, puisque nous ignorons la zone des racines. Si nous admettons que ces dernières se trouvent à faible distance dans le Sud, sous le Tertiaire, le déversement serait de l'ordre de 12 à 15 kilomètres, ce qui, en dépliant la nappe, assure, pour les formations dévoniennes de son front, un lieu de sédimentation situé à une quarantaine de kilomètres dans le SSE.

De même que les schistes ordoviciens pour la base de la nappe de Pardailhan, les schistes dinantiens du cœur synclinal subordonné à la nappe de Faugères ont certainement joué un grand rôle, par leur plasticité relative, dans sa progression et dans la souplesse de son style.

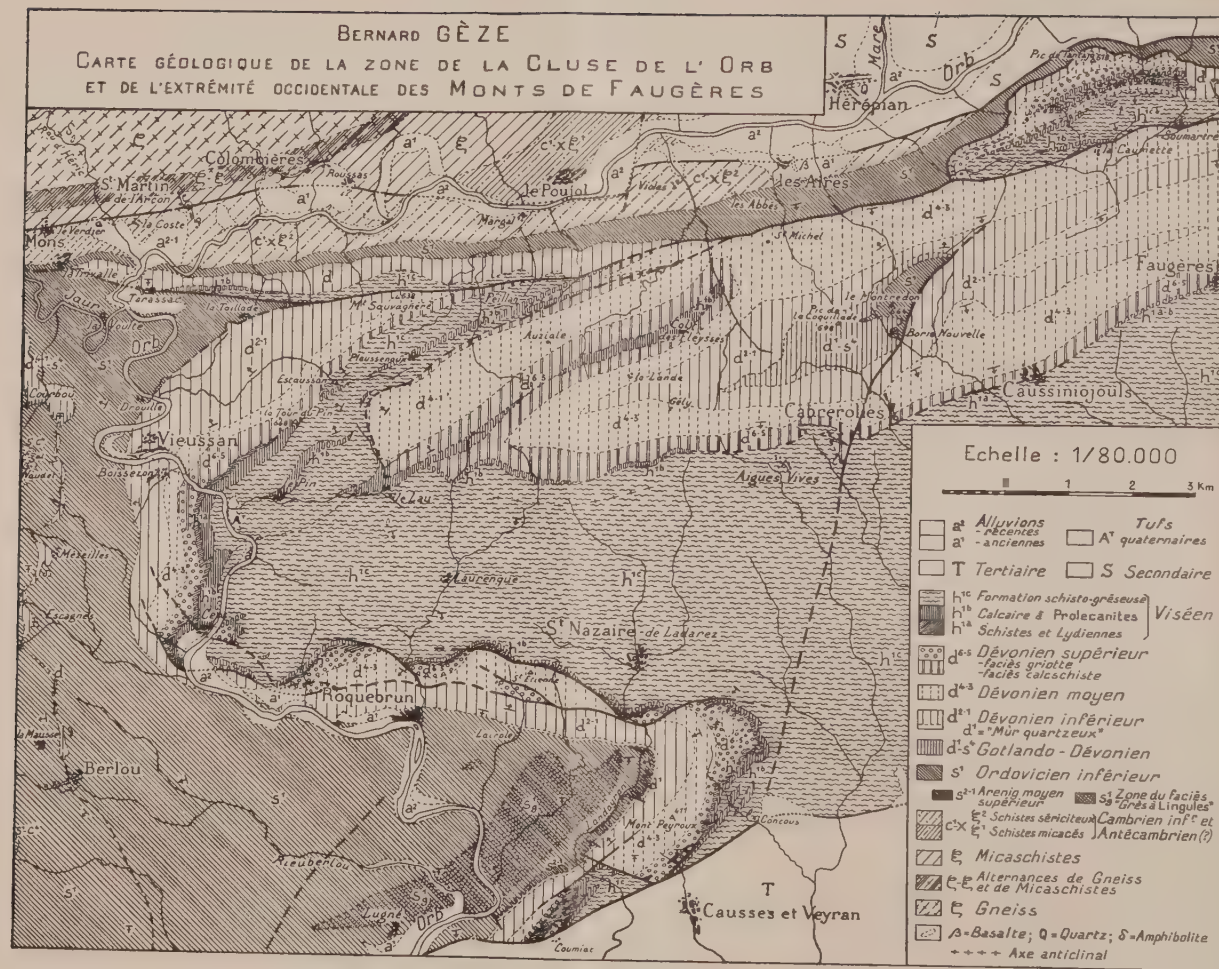


Fig. 79

d) **Monts de Cabrières** (fig. 90 et planche de coupes N° VI). — Au-dessus, et à l'extrémité orientale des Monts de Faugères, la région des Monts de Cabrières est celle qui, proportionnellement, a été la plus étudiée par tous les auteurs et la mieux cartographiée par BERGERON. Quoique j'aie un peu modifié tous les contours, la seule différence importante est que je joins aux éléments charriés toute une zone de terrains comprise entre Roquesels et Vailhan, ainsi que le massif du Pic de Bissous, qui étaient autrefois considérés comme autochtones.

Il convient de distinguer deux unités majeures : l'écaille méridionale, de Laurens-Vailhan, à matériel ordovicien (inférieur et supérieur), gotlandien et dévonien (sans Dévonien supérieur), en série normale ; l'écaille (ou le système d'écailles) septentrionale, de Roquesels-Cabrières, à matériel ordovicien inférieur, dévonien et dinantien, formée de témoins nombreux où la série est tantôt normale, tantôt inverse.

L'écaille de Laurens-Vailhan. — Je lui rattache les éléments suivants : Causse de Laurens (Bois de Fouissau), témoin de Sainte-Cécile, témoin de Magrignan, minuscules témoins dispersés au Nord des témoins plus importants de Roquemaillère, Picaussels, Grand et Petit Glauzy, enfin, Causse de Vailhan ou du Falgairas.

Le Causse de Laurens est une dalle de Dévonien inférieur et probablement moyen (niveaux fossilifères des marbrières de Laurens), en relief au-dessus de la zone de schistes et de porphyrites dinantiens des Monts de Faugères, qui lui sert de substratum. La superposition bien visible sur les trois quarts de sa périphérie, est absolument incontestable et soulignée d'ailleurs, à la base des calcaires dévoniens, par une mince semelle subhorizontale de schistes noirs gotlandiens, avec un peu de Caradoc, sur les schistes de l'Ordovicien dans le Nord, plus épaisse enfin et plus inclinée dans le SE, où existe aussi un Caradoc assez puissant (fig. 80).

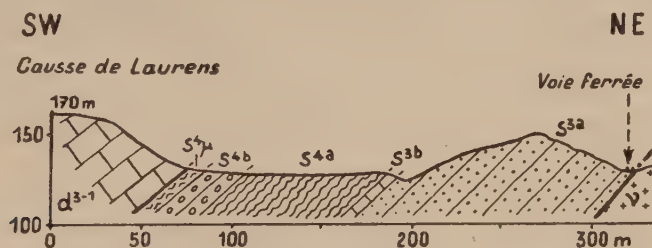


Fig. 80. — La « semelle » du Causse de Laurens, 200 mètres à l'Est de la Grange du Pin (Gabian) (en grande partie d'après Mlle M.-C. CHAUBET)

s^{3a} = Caradocien ; s^{3b} = Ashgillien ; s^{4a} = Llandovery ; s^{4b} = Wenlock ; s^{4μ} = Gotlandien supérieur, laminé ; d³⁻¹ = Dévonien inférieur et moyen ; v = Porphyrites.

Malgré son apparence calme, le Dévonien est en réalité vivement plissé par endroits et il est, en outre, intéressé par quelques failles, dont une NNW-SSE ; mais aucun de ces accidents ne semble atteindre le substratum dinantien.

Le témoin de Sainte-Cécile est conservé, plus à l'Est, à la faveur d'un abaissement de la surface de base du chevauchement, au delà de la surélévation occasionnée par la présence du noyau résistant des porphyrites de Pascal. A sa bordure NE, le Dévonien repose directement sur le Dinantien. Par contre, sa bordure SW montre un assez beau développement de la semelle d'Ordovicien inférieur, Caradoc et Gotlandien, plissés différentiellement et rabotés aussi bien à la base sur le Dinantien qu'au sommet sous le Dévonien.

Le témoin de Magrignan est analogue, mais la semelle du Dévonien ne renferme que de l'Ordovicien inférieur.

Du Dévonien inférieur se retrouve sur les deux petits pitons de Murailles (NÉ de Mounio), celui de l'Est présentant du Caradoc à sa base, ainsi que dans un autre îlot plus au SE. Le Gotlandien tout seul forme des taches infimes, sur le Dinantien, au Sud de Mounio,

au Col de la Pieyre (Sud de la Mentaressa), ainsi que dans le quartier de Roque Nègre (1.200 mètres environ au SSE de Vailhan). Le Caradoc isolé se trouve aussi dans cette même zone, sur les deux petits sommets de Roque Nègre et du Roc de Fournas.

Un affleurement plus continu montre, à mi-chemin entre Vailhan et Roujan, de l'Ordovicien inférieur et du Gotlandien recouvrant le Sud du massif calcaire viséen de Roquemaillère, de l'Ordovicien inférieur, un très beau Caradoc et du Gotlandien à Picausels, au Grand Glauzy et au Petit Glauzy, chevauchant les porphyrites.

Les études de Mlle CHAUBET [13] et celle, plus récente, de M. DREYFUSS [16] pour les derniers témoins de ce groupe, permettent d'y distinguer plusieurs replis assez complexes, ainsi que le départ en minuscules écailles de détail, glissées vers le Nord.

Le Causse de Vailhan, ou plateau du Falgairas, se présente à peu près de la même façon que celui de Laurens. Il s'agit encore d'une masse importante de Dévonien inférieur et peut-être moyen, glissé au-dessus des formations dinantiennes, avec une semelle discontinue de Gotlandien dans le SW (fig. 81), avec Ordovicien inférieur, Caradoc et Gotlandien dans le Nord (Camps-Rouges).

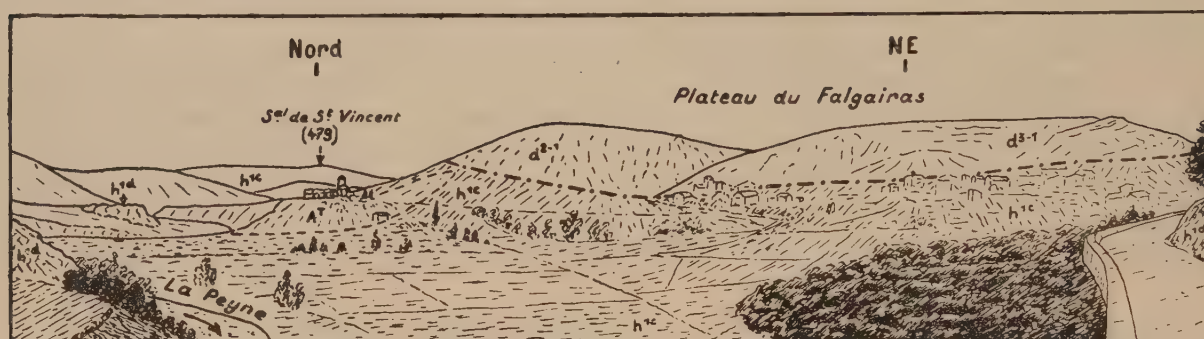


Fig. 81. — Le chevauchement de l'écaille méridionale de Cabrières, à Vailhan

d^{3-1} = Dévonien inférieur et moyen; h^{1c} = Formation schisto-gréseuse dinantienne; h^{1d} = Calcaires à *Productus giganteus*; A^T = Tufs calcaires quaternaires.

Vers le NE, ce ne sont plus les formations dinantiennes des Monts de Faugères qui forment le substratum, mais des terrains ordoviciens, dévoniens et dinantiens appartenant à un élément de l'écaille septentrionale de Cabrières (fig. 88). On a donc ici la preuve que cette dernière représente une unité comprise entre le substratum (nappe de Faugères) et l'écaille méridionale.

La limite SE du Causse de Vailhan, ainsi que de tous les principaux témoins précédents, correspond à des avancées de Stéphanien, Permien ou Trias transgressifs, qui arrêtent nos connaissances en direction des racines des écailles, les interprétations proposées pour leur origine devant donc rester, à l'heure présente, du domaine de l'hypothèse.

L'avancée maxima, actuellement visible, de l'écaille de Laurens-Vailhan n'excède guère 3 kilomètres du SE au NW. Nous verrons cependant que l'on doit évaluer son chevauchement à un minimum de l'ordre d'une dizaine de kilomètres.

La discontinuité de son affleurement est due surtout aux ondulations de sa surface de base entre Causses de Laurens et de Vailhan, de telle sorte que le démantèlement de l'écaille était déjà accompli en grande partie avant le Stéphanien. L'érosion quaternaire des ruisseaux de la Peyne, du Ribouyrel, de la Lène et de la Tongue n'a fait que dégager les divers témoins, en déblayant les schistes dinantiens sous-jacents.

L'hydrographie souterraine de ces débris calcaires, suspendus au-dessus des vallées, souligne remarquablement leur position tectonique sur les schistes peu perméables du Dinantien. En effet, les eaux résurgentes à leur périphérie ont formé de nombreux dépôts de tufs, notamment à Laurens, dans la région de La Grange du Pin, au Sud de Sainte-Cécile, à Moulens, Vailhan, Tiberet, etc.

L'écaille de Roquessels-Cabrières. — Très schématiquement, on peut distinguer dans cette écaille, ou groupe d'écailles, une succession de lignes de reliefs, généralement dévoniens, allongés en direction WSW-ENE et habituellement séparés par des lignes de dépressions où l'on retrouve le substratum dinantien.

Une première bande, appartenant à l'écaille, celle de Roquessels, est relativement isolée à l'Ouest de l'avancée du Causse de Vailhan, mais quelques témoins sont dispersés plus au Sud, entre Causses de Laurens et de Vailhan et montrent la continuité théorique en cette direction, sous l'écaille méridionale.

A un minuscule débris près, le copeau le plus occidental est celui de la cote 246 où BÖHM a découvert les calcaires à *Prolecanites* du Viséen inférieur. Leur position est normale au-dessus d'une semelle de lydiennes repleyée seulement au NW, et qui recouvre la formation schisto-gréseuse des Monts de Faugères.

Quelques lydiennes et calcaires se retrouvent un peu au NE, dans une situation moins nette, car ils sont pincés dans le substratum. En avant des témoins charriés, de puissantes barres de calcaire à *Productus giganteus* appartiennent sans doute à ce dernier, mais les poussées de l'écaille semblent avoir contribué à leur alignement.

A partir de la région où la voie ferrée de Gabian (Paulhan) se raccorde à celle de Laurens-Faugères (Béziers-Neussargues), c'est l'Ordovicien inférieur qui recouvre le Dinantien. Il est difficile de dire ses rapports avec celui qui est engagé sous le Causse de Laurens, au-delà d'un masque de cailloutis pliocènes. S'agit-il du même affleurement, quoiqu'il ait l'air d'appartenir à l'écaille méridionale dans le SW et à l'écaille septentrionale dans le NE? Je ne puis le préciser actuellement. En tout cas, il dessine une bande longue de 7 kilomètres, que la faille de Roquessels-Cabrières tranche dans le NE, en provoquant sa terminaison en biseau vers Vailhan. De petits témoins de cet Ordovicien sont peut-être cependant conservés au Nord, sur la lèvre relevée de la faille, près de Montesquieu et de Mas-Rolland.

Dans la zone située entre la faille et l'affleurement ordovicien, à l'Est de Roquessels, le coteau des Serres (Ouest du Ruisseau de Peyre Negadouyre) et celui de Bergue (Ouest de la Tongue) offrent une succession de couches dinantiennes dont la position tectonique est difficile à définir (fig. 82).

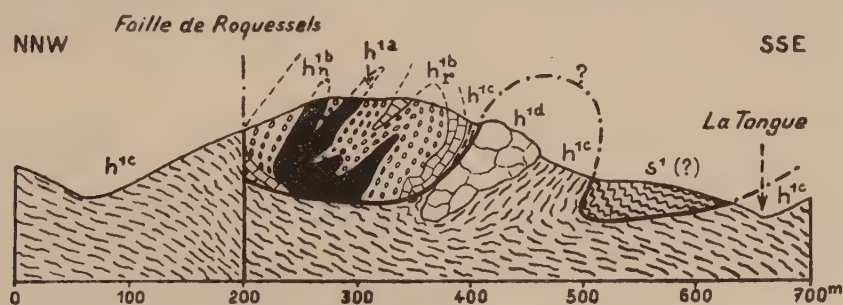


Fig. 82. — Coupe demi-schématique du coteau de Bergue, à l'Est de Roquessels

(L'échelle est seulement approximative)

Légende détaillée dans le texte ci-dessous

On y trouve des lydiennes (h^{1a}), des calcaires noduleux à *Prolecanites* (h^{1b}), des calcaires rubanés (faciès « à colonnes », h^{1c}), des schistes viséens (h^{1d}) et de grosses masses paraissant correspondre à des calcaires à *Productus* (h^{1e}), au lieu du Dévonien supérieur figuré sur la feuille de Bédarieux. Je suppose que les formations du Viséen inférieur appartiennent à l'écaille de Roquessels et se trouvent glissées, avec rabotage basal, au-dessus du Viséen supérieur du substratum, les rapports avec l'Ordovicien voisin, d'ailleurs douteux au Sud du coteau de Bergue et certain seulement au Sud du coteau des Serres, demeurant assez énigmatiques.

Un problème analogue se pose plus à l'Est, au Roc de Murviel (cote 283, au Sud de Mas-Rolland) et dans son prolongement de Rocaudy (Est du Ruisseau de Paders).

Sur l'Ordovicien servant ici de semelle à l'ensemble, sont conservés des copeaux de Dévonien inférieur, moyen et supérieur (griottes); mais à leur voisinage immédiat existent de grosses masses de calcaire à *Productus* (Caramaou, Roc de Murviel proprement dit, etc.) que je rattache au substratum, ainsi que je l'ai fait à Roquessels, sans pouvoir cependant être plus affirmatif (fig. 83).

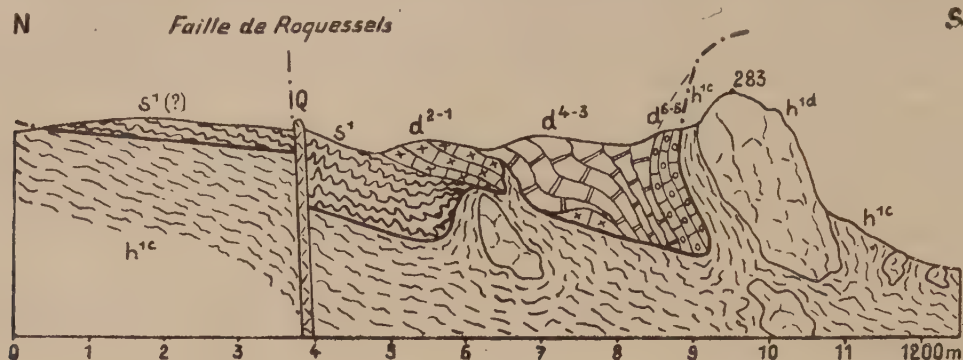


Fig. 83. — Coupe demi-schématique du Roc de Murviel, au Sud de Mas-Rolland
(L'échelle est seulement approximative)

s¹ = Ordovicien inférieur; d²-¹ = Dévonien inférieur; d⁴-³ = Dévonien moyen; d⁶-⁵ = Dévonien supérieur; h¹c = Schistes dinantiens; h¹d = Calcaires à *Productus giganteus*; Q = Quartz.

Indépendamment de ces affleurements, je crois qu'il convient de considérer que deux autres petits témoins font partie de l'écaïlle septentrionale dans cette région. Le premier, 500 mètres au SSW de la ferme de Valuzière, correspond à un minuscule synclinal perché, à cœur de calcaires noduleux, probablement du Dévonien supérieur, et dont les flancs sont en calcaires à chailles, probablement du Dévonien moyen. Il n'est pas exclu qu'un peu d'Ordovicien forme semelle au-dessus des schistes dinantiens.

Le second, plus important, est celui du tènement de La Mentaresse, 1 kilomètre au SSW de Vailhan. Les niveaux représentés, presque tous fossilifères, sont l'Ordovicien inférieur et le Dévonien complet; mais ils sont très étirés et soumis à de petits décrochements. En outre, il est possible que le Dinantien qui recouvre le sommet du coteau appartienne aussi à l'élément charrié et non au substratum, de faciès pourtant identique.

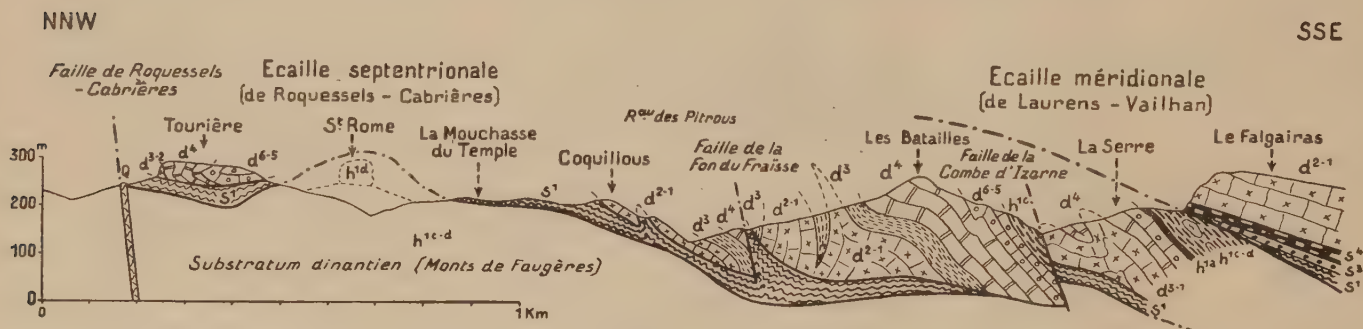


Fig. 84. — Coupe demi-schématique de Tourière au Plateau du Falgairas

s¹ = Ordovicien inférieur; s³ = Ordovicien supérieur; s⁴ = Gotlandien; d²-¹ = Dévonien inférieur; d³ = Eifélien; d⁴ = Givétien; d⁶-⁵ = Dévonien supérieur; h¹a = Lydiennes; h¹c = Schistes dinantiens; h¹d = Calcaires à *Productus giganteus*; Q = Quartz.

A l'Est du Col de la Gabelle (Nord du Causse de Vailhan), la première bande au Sud appartenant à l'écaïlle septentrionale de Cabrières, présente des affleurements plus continus, mais sa structure n'est guère plus simple. Elle englobe le Plan de Pigeonnier (Est de Tiberet), la Montagne des Batailles (Nord du Mas de la Roque ou de la Roquette), La Serre (Sud de la Combe d'Izarne, à l'Est du Mas de la Roque) et son prolongement de Baladerne, au delà de la Boyne vers l'Est (fig. 84).

Les témoins du Dévonien isolé, avec ou sans Ordovicien de base, du Temple, de Coquil-lous et du Nord de Baladerne jusqu'à Roque-de-Nave, assurent une continuité relative avec la bande située plus au Nord, malgré les interruptions causées par les alignements de calcaires viséens profonds, causes de surélévation du substratum.

La deuxième bande débute à l'Ouest par le remarquable témoin de Tourière (cote 283), où la semelle ordovicienne supporte un Dévonien presque complet, à base nettement rabotée (fig. 84). Puis, au delà du prestigieux rocher viséen de Saint-Rome, qui supporte les ruines du Château de Cabrières (Substratum), le Mounio de Cabrières présente des caractères analogues. Le Dévonien s'y trouve absolument dilacéré et ce sont des copeaux calcaires de tous âges qui reposent, soit en position normale au Nord, soit en position inverse au Sud, sur l'Ordovicien ou directement sur le Dinantien (fig. 85 et 88).

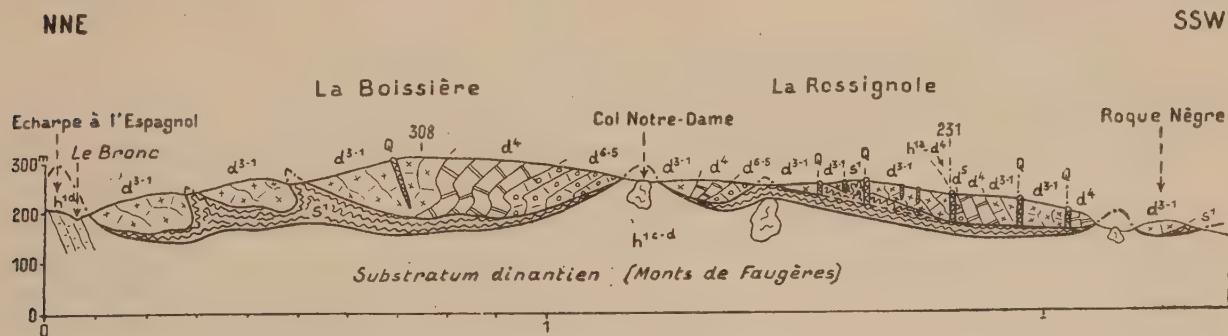
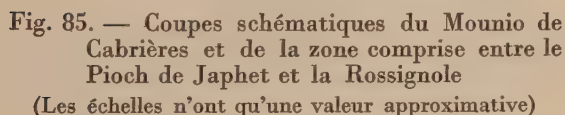


Fig. 86. — Coupe demi-schématique de la Boissière et de la Rossignole

Légende des fig. 85 et 86 : s¹ = Ordovicien inférieur; d³⁻¹ = Dévonien inférieur et Eifélien; d⁴ = Givétien; d⁵ = Frasnien; d⁶ = Famennien; h^{1a} = Lydiennes; h^{1c} = Schistes dinantiens; h^{1d} = Calcaires dinantiens; Q = Quartz.

Un régime identique se poursuit à l'Est de la Boyne, dans le Pioch de Japhet (SE de Cabrières), la Rossignole (entre Cabrières et Péret), la Roque de Nave (SW de Péret, près du Mas Silhol), puis la Boissière (Nord du Col Notre-Dame, NW de Notre-Dame de la Boissière), avec la complication supplémentaire de nombreuses failles Ouest-Est, injectées de quartz, qui intéressent l'écaille, mais non le substratum. Il me semble inutile de décrire par le menu les innombrables accidents sans ampleur que l'on y rencontre dans le Dévonien complet, localement suivi par la base du Dinantien, et je renvoie à la carte (fig. 90) ainsi qu'aux coupes schématiques (fig. 85 et 86).

Soulignons seulement que les séries d'anticlinaux et de synclinaux décrits par BERGERON [3] existent bien dans une certaine mesure, mais qu'ils ne sont pas du tout engagés en profondeur, comme cet auteur les avait figurés. Leur base est toujours franchement tranchée, au-dessus de la semelle ordovicienne. En outre, les séries se présentant entre les lignes de failles tantôt à l'endroit, tantôt à l'envers, tantôt verticales, la reconstitution des plis théoriques demeure assez vaine et, en tout cas, fort sujette à caution.

Au Nord de la vallée du Bronc, où les calcaires viséens bien lités du substratum dessinent la curieuse bande dite « Écharpe à l'Espagnol », le massif de Ballerades paraît beaucoup plus homogène. Formé essentiellement de dolomies du Dévonien inférieur, sur la semelle habituelle de schistes ordoviciens, il renferme cependant un repli admettant le Frasnien dans son axe, près de la cote 309, sans que l'on puisse dire s'il s'agit d'un synclinal ou d'un faux-anticlinal, ainsi que les mêmes terrains, dans une position presque certainement renversée, dans son versant sud. Quelques failles et injections de quartz l'intéressent dans son extrémité orientale à partir de Saint-Géry-d'Arques, dans le Sud (Roques Blanques) et dans l'Ouest (filons de Roque Fenestre et du Pioch Ferrus). Leur direction WSW-ENE paraît en faire la suite de la grande faille de Roquessels-Cabrières, dont le rejet serait ici très atténué et changerait même de sens.

Dans la dépression du Valat Grand (Ruisseau de Dauterribes), l'Ordovicien de Ballerades se relie directement à celui qui supporte le puissant massif de Bissous, dernière bande des écaïlles de Cabrières visible avant le revêtement secondaire qui limite l'affleurement au Nord. Le Dinantien du substratum n'apparaît qu'en quelques points, surtout dans l'Ouest, où des récifs calcaires à *Productus* percent à travers la semelle ordovicienne.

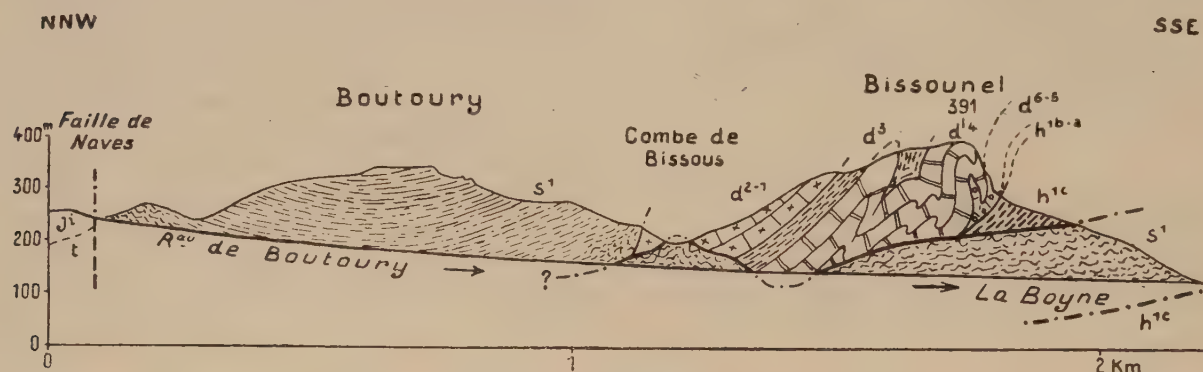


Fig. 87. — Terminaison occidentale du massif de Bissous

(vue-coupe de la rive gauche du ruisseau de Boutoury et de la Boyne)

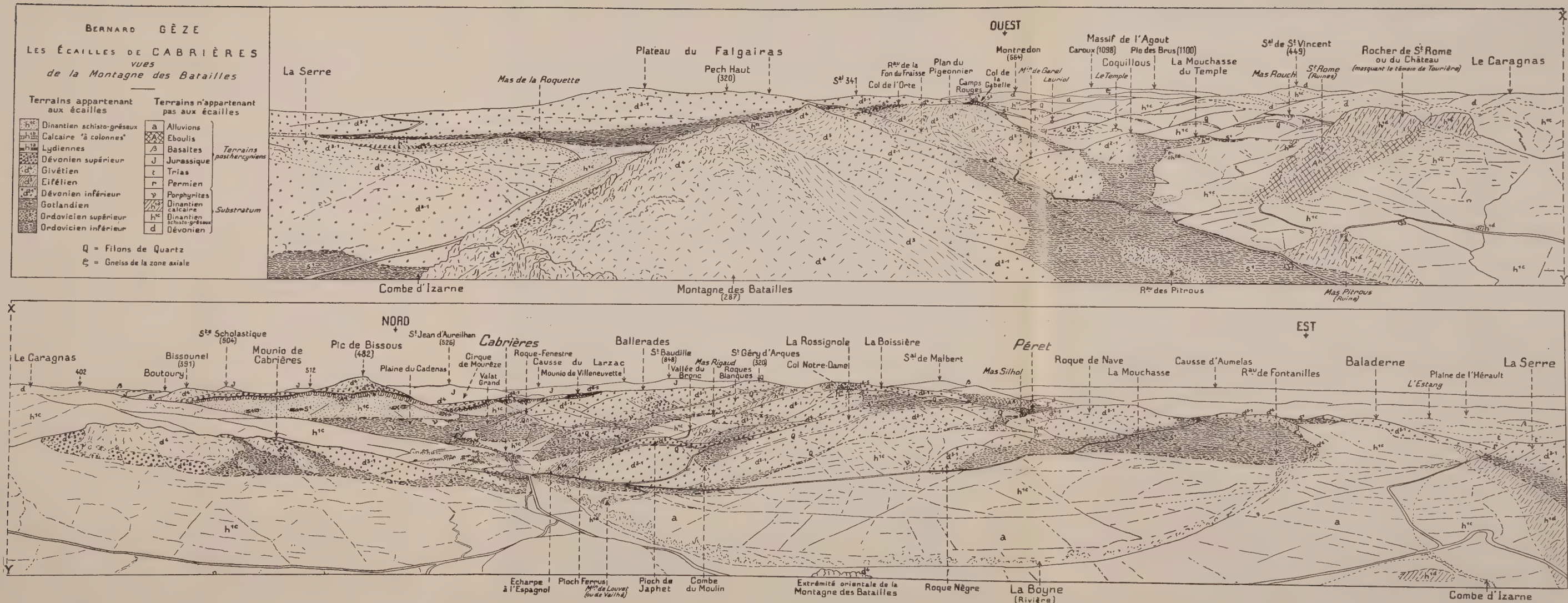
s¹ = Ordovicien inférieur ; d²-¹ = Dévonien inférieur ; d³ = Eifélien ; d⁴ = Givétien ; d⁵-⁶ = Dévonien supérieur ; h¹ᵇ-ᵃ = Lydiennes et calcaires à colonnes ; h¹ᶜ = Schistes dinantiens ; t = Trias ; j¹ = Jurassique inférieur.

Nous avons vu (fig. 24) que la série charriée du Pic de Bissous (482 mètres) se présente en position inversée, avec des schistes dinantiens reposant directement sur l'Ordovicien, au Sud, puis la succession des calcaires à colonnes, des lydiennes, des griottes du Dévonien supérieur, des divers termes du Dévonien moyen et inférieur, enfin de l'Ordovicien de Boutoury, dont le renversement avait été déjà reconnu par MIQUEL.

La terminaison du chaînon vers l'Ouest (Bissounel, 391 mètres) démontre que l'on ne peut admettre l'idée de BERGERON [4], reprise par CHAZAN (1), suivant laquelle on aurait affaire ici à un élément du substratum basculé par contre-poussée sur les écaïlles de Cabrières. La cluse de la Boyne et du ruisseau affluent de Naves (ou de Boutoury) permet, en effet, de distinguer, à l'Est de la grande faille quartzifiée limitant les Monts de Faugères (2), le rabotage basal, en biseau, des divers termes dinantiens et dévoniens, au-dessus de la semelle ordovicienne, qui semble se relier, d'une façon plus ou moins directe, à la masse charriée de l'Ordovicien de Boutoury (fig. 87).

(1) Étude de la région Nord-Ouest de la Commune de Cabrières (Hérault), *Bull. Soc. Ét. scient. Aude*, Carcassonne, t. XLIII, p. 97-107, 1 carte au 1/30.000^e environ, 1939.

(2) C'est à la faveur de cette faille qu'émerge la source temporaire de l'Estabel, origine d'un puissant dépôt de tufs calcaires quaternaires,



L'étude des faciès nous a d'ailleurs prouvé que le massif de Bissous ne se raccordait pas au Caragnas (extrémité orientale des Monts de Faugères), tandis que la liaison est évidente avec tous les témoins précédemment décrits dans l'écaille septentrionale de Cabrières.

Un dernier type d'accident, qui existe déjà, mais moins fréquemment semble-t-il, dans les autres lambeaux, correspond aux nombreuses petites failles qui recoupent transversalement la bordure méridionale du massif. Sauf pour quelques détails, j'ai conservé le figuré de CHAZAN, qui les a reconnues le premier; mais, en réalité, il ne s'agit souvent que de vives flexures, passant uniquement à faille dans la traversée des bancs calcaires les plus rigides. La faille NW-SE, observable dans la zone du col oriental de Bissous, atteint seule une certaine importance.

Conclusion à l'étude des Monts de Cabrières. — Contrairement aux autres unités charriées du versant méridional de la Montagne Noire, les écailles qui règnent dans les Monts de Cabrières ne sont pas le résultat d'une tectonique souple. Leur jeu cassant n'est pas analogue non plus à celui des écailles imbriquées du versant septentrional ou de celles, assez modestes et toujours fort redressées, qui manifestent des reprises tectoniques en divers points du versant méridional.

A une question d'échelle près, on doit les considérer, surtout l'écaille septentrionale, comme des éléments de véritables *nappes à rabotage basal*, où les plis de la série charriée sont tranchés brutalement à leur base, de telle sorte que des strates de n'importe quel âge et dans n'importe quelle situation entre l'horizontale et la verticale peuvent reposer sur la couche plastique ayant permis la progression.

Malgré les discontinuités dans son affleurement, l'écaille méridionale paraît être la plus calme. Sa constitution stratigraphique indique qu'elle provient sans doute d'une zone relativement éloignée dans le Sud. Je crois qu'il convient d'y voir l'élément de plus grand style, ayant recouvert, en écrasant sous lui, ou contribué à repousser vers l'avant-pays, les éléments de l'écaille septentrionale.

La série stratigraphique de cette dernière se montre identique à celle du Mont Peyroux, à l'extrémité SW des Monts de Faugères. Il semble donc que l'on ait affaire à l'avancée d'une zone correspondant à celle du Mont Peyroux et à des éléments plus méridionaux, glissés sur les schistes ordoviciens qui se sont injectés ou ont été entraînés presque partout à la base du chevauchement (1).

Dans cette hypothèse, l'écaille septentrionale de Cabrières devrait être interprétée comme un fragment du flanc renversé (et peut-être du flanc normal sous-jacent) de la nappe de Faugères, disjoint de ses racines et qui aurait progressé d'environ 5 à 10 kilomètres vers le Nord.

Par contre, l'écaille méridionale ne peut en provenir et il faut y voir une série normale, pouvant représenter un fragment très méridional du flanc normal de la nappe de Faugères, près de ses racines, dans une zone où la nappe de Pardailhan n'existait peut-être déjà plus.

(1) Au Nord immédiat de l'«Écharpe à l'Espagnol» dans une vigne située sur les schistes dinantiens de la rive gauche de la Boyne, près de la sortie méridionale de Cabrières, M. P. DÉJEAN a découvert quelques schistes noirs et deux nodules calcaires gotlandiens, dont fait état Mlle CHAUBET [13, p. 88]. Leur situation, sans lien avec l'écaille méridionale qui renferme seule du Gotlandien, ni d'ailleurs avec l'écaille septentrionale, qui passait au-dessus de ce point, paraît tout à fait aberrante. Il est difficile d'admettre que l'on ait affaire au résultat d'un transport humain dont on ne verrait guère la raison (amendement des vignes ?). Peut-être s'agit-il de débris, maintes fois remaniés, provenant de l'ancienne extension de l'écaille méridionale jusque dans cette région?

Tout en signalant le problème, actuellement insoluble, que pose ce minuscule témoin, je ne crois pas que l'on puisse le prendre en considération dans les reconstitutions tectoniques ou paléogéographiques.

La fig. 89 précise l'idée que je me fais du phénomène. Je tiens néanmoins à souligner qu'il s'agit là d'une hypothèse explicative n'ayant pas la valeur des faits que j'ai exposés jusqu'à maintenant.

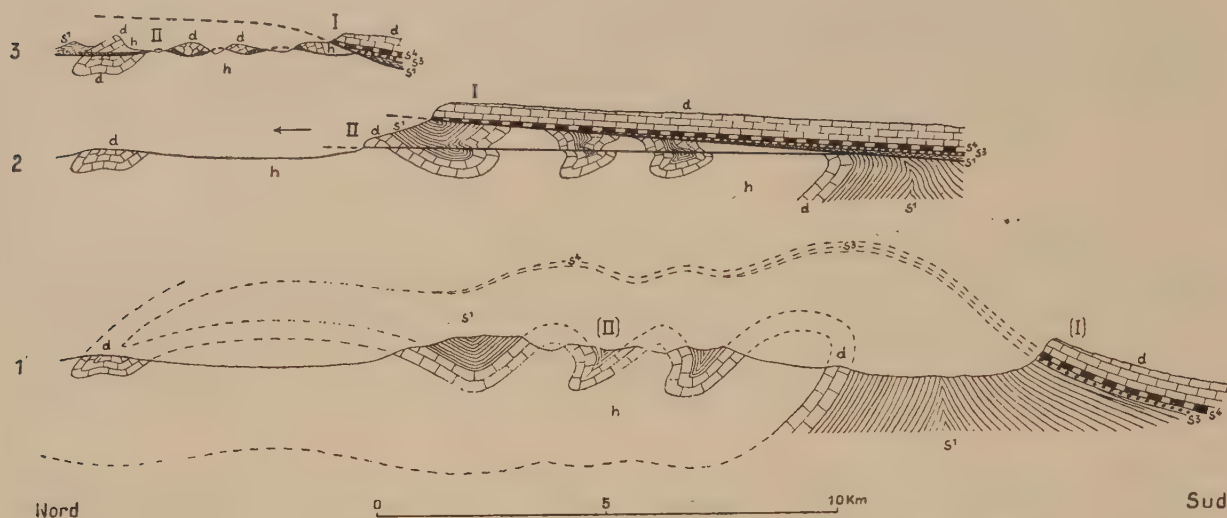


Fig. 89. — Schéma de la genèse hypothétique des écaillés de Cabrières

1. — État de la nappe de Faugères avant la phase tardive de tectonique cassante.

La coupe figure l'état hypothétique de la nappe des Monts de Faugères en proie à l'érosion. Le flanc normal (qui s'enrichit progressivement en Gotlandien, puis en Ordovicien supérieur vers le large) a été partout décapé, sauf au Sud de la zone radicale où les calcaires dévoniens dessinent probablement une côte (I). Le flanc inverse subsiste à l'état de lambeaux plissés qui forment quelques reliefs (II).

2. — Début de l'écaillage sur relief, avec rabotage basal.

Sous l'influence des poussées de la troisième phase hercynienne majeure, dirigées du Sud vers le Nord, la masse calcaire méridionale se décolle au niveau des schistes de l'Ordovicien inférieur en entraînant avec elle des éléments de l'Ordovicien supérieur et du Gotlandien sous-jacents (I). Elle refoule devant et au-dessous d'elle les portions en relief du flanc inverse de la nappe des Monts de Faugères, en les basculant plus ou moins et les disjoignant des parties plus profondes, ce qui donne naissance à une écaille inférieure particulièrement complexe (II).

3. — État actuel.

L'érosion quaternaire ne laisse plus subsister qu'une masse résiduelle relativement importante, au Sud (Écaille méridionale de Cabrières = I) et des copeaux épars vers le Nord (Écaille septentrionale de Cabrières = II) au dessus d'un socle dévonien et dinantien, qui correspond à la partie du flanc inverse de la nappe des Monts de Faugères restée immobile, quoique intensément écrasée, lors de l'écaillage.

s¹ = Ordovicien inférieur; s³ = Ordovicien supérieur; s⁴ = Gotlandien; d = Dévonien; h = Dinantien.

En tout cas, il convient de remarquer que la mise en place des écaillés de Cabrières, quoique antérieure au Stéphanien, s'est produite tardivement, non seulement après le déversement de la nappe de Faugères, mais encore après érosion de celle-ci, car des étirements tectoniques ne semblent pas suffire à expliquer le recouvrement du Dinantien de la nappe par l'écaille méridionale ni de son Dévonien par l'écaille septentrionale. Ces écaillés manifestent en outre un style tectonique fort inhabituel dans la Montagne Noire, ainsi que nous l'avons déjà dit. Il semble que la plasticité d'ensemble, qui avait permis la genèse des grandes nappes souples, était alors perdue. C'est un matériel déjà plissé et, en quelque sorte, figé, qui a été remanié plus tard en cassant franchement,

Fig. 90

LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE

	Alluvions		Dévonien supérieur <i>(faciès griotte - faciès calcs -¹)</i>
	Tufs		Dévonien moyen (d^{4-3})
	Eboulis (basaltiques, calcaires viséens, dévonien, etc)		Dévonien inférieur
	Tertiaire (Miocène et Pliocène)		Séries compréhensives dans le Dévonien (d^{1-1}, d^{4-1}, d)
	Jurassique		Gotlandien
	Trias		Ordovicien supérieur
	Permien		Ordovicien inférieur
	Stéphanien		Basaltes, Labradorites et Limburgites
	Calcaire à Productus		Porphyrites (Andésites, Dacites, Dolérites quartziques)
	Formation schisto-gréseuse		Filon de quartz
	Calcaire à Prolecanites		
	Schistes et Lydennes		
	Viséen supérieur		
	Viséen inférieur		

CARTES GÉOLOGIQUES CONSULTÉES

- DE ROUVILLE. Roujan-Cabrières, 1/80.000, 1869.
GRAFF. Environs de Nèfès, 1/60.000, 1874.
DE ROUVILLE. Département de l'Hérault, 1/80.000, 1876.
BERGERON. Rouergue et Montagne Noire, 1/320.000, 1888.
DE ROUVILLE et DELAGE. Région de Cabrières, 1/40.000, 1892.
BERGERON. 1^{re} édition Feuille Bédarieux (232), 1/80.000, 1900.
BERGERON. Plis de Tourrière à Japhet V, 1/50.000, 1901.
SCHNEEGANS. Région pétrolière de Cabian, 1/20.000, 1934.
CHAUBET. Région de Cabrières — Laurens, 1/40.000, 1937.
V. GAERTNER. Umgebung von Cabrières, 1/80.000, 1937.
BLAYAC, THORAL, BOHM, 2^e édition Feuille Bédarieux (232), 1/80.000, 1938.
CHAZAN. Région NW de Cabrières, 1/30.000 env., 1938.
DREYFUS. Le Glauzy, 1/7.500 env., et Sainte-Cécile, 1/5.000 env., 1948.



Bloc-diagramme schématique
des nappes du versant sud
de la Montagne Noire

Est 24° Nord

Terrains post-hercyniens
(Les failles volcaniques
certains ne sont pas figurés)
T-J = Trias et Jurassique
r = Permien

Terrains anté-hercyniens autochtones
(i)
Cm = Cambrien
St = Silurien
Cx = Antécambrien
E = Gneiss

Fautes et contacts anomaux
— — — — —
tertiaires
hercyniens
(Les décrochements et accidents secondaires sont pas figurés)

Mappe-pli couché de Pandailhan (m)
Cm = Cambrien du flanc inverse
St = Silurien du flanc inverse
Cx = Antécambrien du flanc inverse
E = Gneiss du flanc inverse

Mappe-pli couché de Faugères (n)
Cm = Cambrien du flanc normal
St = Silurien du cœur anticalinal
Cx = Antécambrien du flanc inverse
E = Gneiss du cœur synclinal

Mappe-écaillé de Cabrières (iv)
Cm = Cambrien du flanc inverse
St = Silurien du flanc inverse
Cx = Antécambrien du flanc inverse
E = Gneiss du flanc inverse

Mappe-pli couché de Faugères (ii)
Cm = Cambrien du flanc inverse
St = Silurien du flanc inverse
Cx = Antécambrien du flanc inverse
E = Gneiss du flanc inverse

Dans cette figure, où la surface topographique a été supposée plane, les lettres employées comme notations stratigraphiques correspondent à celles du texte, mais les exposants en chiffres romains ont une signification purement tectonique expliquée par la légende, qui précise, en outre, les relations présumées entre les diverses unités.

Ainsi d'I indique le Dévonien autochtone, d'II le Dévonien de la nappe de Faugères, d'III le Dévonien de la nappe de Pardailhan, d'IV le Dévonien des écalles de Cabrières, d'I-III le repli synclinal dévonien autochtone dont l'exagération donnera le Dévonien engagé sous la nappe de Pardailhan, etc...

Les lettres en exposant indiquent des subdivisions tectoniques de second ordre. Ainsi **cIIa** est le faux-synclinal de Camplong-Poussarou, **cIIb** le faux-synclinal de Lucarnis-Naudet, **cIIc** le faux-synclinal de Ferrals-Palviès, le tout dans le Cambrien de la nappe de Pardailhan (**cIII**).

e) **Les rapports entre les unités tectoniques du versant méridional** (fig. 91). — Nous avons vu que le versant méridional de la Montagne Noire renfermait :

1^o Des régions autochtones (Monts du Minervois, zone du Saint-Ponais - Jaur - Orb, zone de Soumartre).

2^o Des nappes-plis couchés de grand style (nappe des Monts de Pardailhan, nappe des Monts de Faugères).

3^o Des nappes-écailles à rabotage basal (écailles de Laurens-Vailhan et de Roquesels-Cabrières).

Résumons les relations proposées entre ces diverses unités tectoniques et tentons de les expliquer.

En premier lieu, il est certain que, dans l'Ouest, la nappe de Pardailhan s'est déversée directement sur l'autochtone, auquel elle doit se relier à peu de distance au Sud de son affleurement.

Plus à l'Est, dans la cluse Nord-Sud de l'Orb, il est non moins certain que la nappe de Faugères s'enfonce au-dessous de celle de Pardailhan et que le cœur synclinal dévonien couché d'Olargues-Berlou peut être considéré à la fois comme la base de la série inverse de Pardailhan et le début de la série normale de Faugères (fig. 76).

Le premier problème est donc celui des rapports de l'autochtone, situé sous la nappe de Pardailhan à l'Ouest et de la nappe de Faugères, située sous cette même nappe de Pardailhan à l'Est.

J'ai déjà dit qu'il semblait que le synclinal dévonien méridional de l'autochtone du Minervois s'engageait sous la nappe de Pardailhan et aboutissait sans doute au profond repli d'Olargues-Berlou, pour passer ensuite au-dessus de la surface topographique.

Le groupe des synclinaux septentrionaux, prolongé jusqu'à Saint-Pons, est ultérieurement recouvert par la nappe de Pardailhan ou pris en oblique par une faille localisée au front des chevauchements. Le Dévonien supérieur s'y rencontre déjà à Saint-Pons. Je suppose donc qu'il doivent ensuite s'enrichir en Dinantien, se développer et se coucher en profondeur, de telle sorte qu'ils donneraient, dans l'Est, la série renversée des Monts de Faugères, une bordure autochtone du synclinal nord reparaissant seule dans la zone de Soumartre.

Le deuxième problème est celui que posent les écailles de Cabrières, situées au-dessus des Monts de Faugères, dans l'Est, là où l'on aurait pu s'attendre à retrouver plutôt un témoin de la nappe de Pardailhan. Nous venons de reconnaître que, suivant toute probabilité, l'écaille septentrionale n'était qu'une portion d'une zone méridionale du flanc inverse des Monts de Faugères, détachée de son substratum et poussée vers l'avant. Quant à l'écaille méridionale, à titre d'hypothèse vraisemblable, je propose d'y voir un fragment du flanc normal de cette même nappe.

En définitive, et si l'on met à part ces écailles de Cabrières, en quelque sorte surajoutées et indépendantes de la phase de déversement majeure, le versant méridional de la Montagne Noire montre essentiellement deux vastes nappes de style souple, festons poussés vers le NW, qui se relaient très probablement, puisque la nappe de Faugères ne prend de l'ampleur que vers l'Est où rien ne permet de croire à l'extension indéfinie de celle de Pardailhan.

CHAPITRE XV

L'OROGÉNÈSE HERCYNIENNE DANS LE LODÉVOIS ET LES CÉVENNES MÉRIDIONALES

1. — LE LODÉVOIS (planche de coupes N° VI).

Lors de l'étude stratigraphique des terrains antécambriens et cambriens du Lodévois, nous avons déjà reconnu que la structure de cette région paraissait assez simple (fig. 11). Sans doute, le fait que la ride hercynienne est seulement visible dans les boutonnières du Permien et du Trias peut laisser supposer que des accidents restent masqués; mais, sauf des possibilités d'écrasements et peut-être de redoublements locaux de séries, au voisinage du Cambrien moyen schisteux (c_s^2), je ne crois pas qu'il y ait rien d'important.

Bien que les couches soient souvent très redressées, et même parfois un peu basculées vers le Sud, il semble que les successions soient normales et que le Cambrien du Sud s'appuie sur son substratum antécambrien vers le Nord. Dans l'extrémité orientale seulement, une faille postpermienne et antétriasique s'est établie à la base du Cambrien.

Il est un peu difficile de dire à quoi correspond cet affleurement de Lodève par rapport à la Montagne Noire. On peut y voir la suite de la retombée sud de l'anticlinal du Mendic, dans les Monts de l'Est de Lacaune. Malgré sa position assez septentrionale, on pourrait y voir aussi la base autochtone de la suite du versant méridional, la zone axiale ayant disparu en profondeur.

Ces deux hypothèses sont d'ailleurs conciliables et, de toutes façons, l'interprétation d'ensemble n'en est pas modifiée. Rien ne renseigne ici sur le prolongement éventuel vers l'Est du régime des écailles septentrionales ou des nappes méridionales.

2. — LE PAYS VIGANAIS (fig. 94 et planche de coupes N° VII).

Dans les Cévennes méridionales, nous envisagerons successivement le Pays viganais, au Sud du massif granitique du Saint-Guiral-Liron, où les niveaux cambriens, ordoviciens et dévoniens, relativement connus, permettent de débrouiller une structure fort complexe, ensuite le Pays cévenol, au Nord, où l'absence de repères précis dans la série compréhensive schisteuse empêchera d'atteindre le même résultat, mais qui nous apparaîtra cependant relativement tranquille.

Plusieurs notes de A. DEMAY décrivent sommairement ces régions. Un mémoire plus important, annoncé par cet auteur, n'ayant pas encore paru (1), je ne pourrai discuter ses conclusions tectoniques que d'après les résumés les plus récents qu'il en a donnés, surtout dans la notice explicative de la feuille géologique au 80.000^e du Vigan (2) et dans une Notice de Titres et Travaux (3).

La grande faille tertiaire Ouest-Est Cernon-Arre, rejeu du sillon houiller de Molières-Sumène, puis un accident plus septentrional (base de l'écaille d'Alzon dans l'Ouest, faille de Pont-d'Hérault dans l'Est), décomposent le Pays viganais en trois unités mineures : Monts de Saint-Bresson au Sud, zone du Vigan au centre, écaille d'Alzon au Nord.

(1) Voir à la fin du chapitre, en appendice, les observations suggérées par ce mémoire, daté de 1948 mais distribué seulement en 1949 (note ajoutée en cours d'impression).

(2) 2^e édition, 1944.

(3) 115 p., 17 fig. dont 2 concernant la région du Vigan, Paris, Impr. Nat., 1946.

a) Monts de Saint-Bresson. — Malgré des contours très erronés, partiellement corrigés par M. THORAL sur la deuxième édition de la feuille du Vigan, J. BERGERON avait déjà reconnu, sur la première édition de cette feuille, la position anormale des calcaires cambriens au-dessus de la formation schisto-gréseuse cambro-ordovicienne sous-jacente.

La superposition en série inversée, avec étirements locaux, est bien visible au Sud du ravin de Saint-Laurent-le-Minier, où l'on observe de haut en bas la succession des calcaires dolomitiques du Cambrien, des calcschistes acadiens, des schistes et grès potsdamo-ordoviciens, enfin des calcaires dolomitiques que j'ai attribués au Dévonien (fig. 26).

A l'Ouest d'une grande faille-décrochement, qui limite l'affleurement de ce dernier terrain, la succession reste la même, mais les strates sont très redressées et passent vers La Sanguinède à des pendages nord, sur une faible distance. Ce dispositif, fort limité en extension, avait fait croire à M. THORAL et M. DEBRABAN (1) que la série était partout en position normale et dessinait un « synclinal de La Sanguinède ». Pour moi, il ne s'agit là que d'une ondulation très localisée de la série inverse, dans le flanc sud du faux-anticlinal de La Sanguinède - Saint-Laurent (2).

Sa retombée nord, où les calcschistes acadiens ont été laminés, est très belle entre Pommiers et Le Cun; vers l'Est, le contact entre calcaires et schistes, beaucoup plus redressé, est franchement anormal jusqu'à Saint-Julien-de-la-Nef.

L'axe du faux-synclinal de nappe situé au Nord, où les calcaires et dolomies cambriens s'étaient largement, paraît ensuite souligné par les poudingues et les grès à débris de roches éruptives, présumés du Géorgien inférieur, qui affleurent, perchés ou coincés dans les calcaires au NW de Saint-Bresson et à Piécourt (Nord de Saint-Julien). Au SW de Roquedur, près de Greffuels et du Vernet, BERGERON avait figuré des calcschistes de l'Acadien moyen. Je crois qu'il ne s'agit que de passées calcschisteuses, comme on en voit dans le Sud des Monts de Pardailhan par exemple, vers la fin de la formation calcaire. Leur position en fond de ravin souligne en tout cas le renversement complet de la série.

La limite des calcaires et dolomies au Nord de ce faux-synclinal de Saint-Bresson, quoique étirée, prouve aussi clairement, avec ses pendages sud, la situation inversée. En avant, se détache un petit repli discontinu, assez large à La Clastre, très mince à Espériers où la position en faux-synclinal perché et poussé au Nord est particulièrement nette.

Des accidents hercyniens SSW-NNE, postérieurs au déversement, recoupent l'ensemble de la région, d'une façon comparable à ceux que j'ai décrits pour les Monts de Pardailhan. Le plus remarquable est le décrochement des Malines-Roquedur, visible au moins sur 7 kilomètres. D'autres, qui ont peut-être joué seulement comme failles (faille de Le Court — Campis, faille du Ruisseau d'Avèze), sont injectés par des filons quartzeux à l'Ouest de Pommiers, au-dessous du Trias transgressif du Causse de Montdardier.

b) Zone du Vigan. — Au delà de la faille de l'Arre, les calcaires et dolomies, de faciès identiques aux précédents, se retrouvent largement. On peut croire, avec quelque vraisemblance, qu'il s'agit toujours du Cambrien de la même unité isopique et tectonique que dans les Monts de Saint-Bresson, malgré l'interruption causée par la faille tertiaire (3).

(1) 69^e Congr. Soc. Sav., 1935, p. 117-121.

(2) La coupe donnée par A. DEMAY, qui prolonge indéfiniment au Nord ce pendage local, ne correspond en rien à la réalité. Elle est probablement basée sur l'interprétation de la feuille du Vigan, dont les contours ne peuvent être retenus dans cette zone.

(3) Je ne vois aucun argument valable nécessitant d'en faire une unité indépendante, comme le propose A. DEMAY, avec doute d'ailleurs.

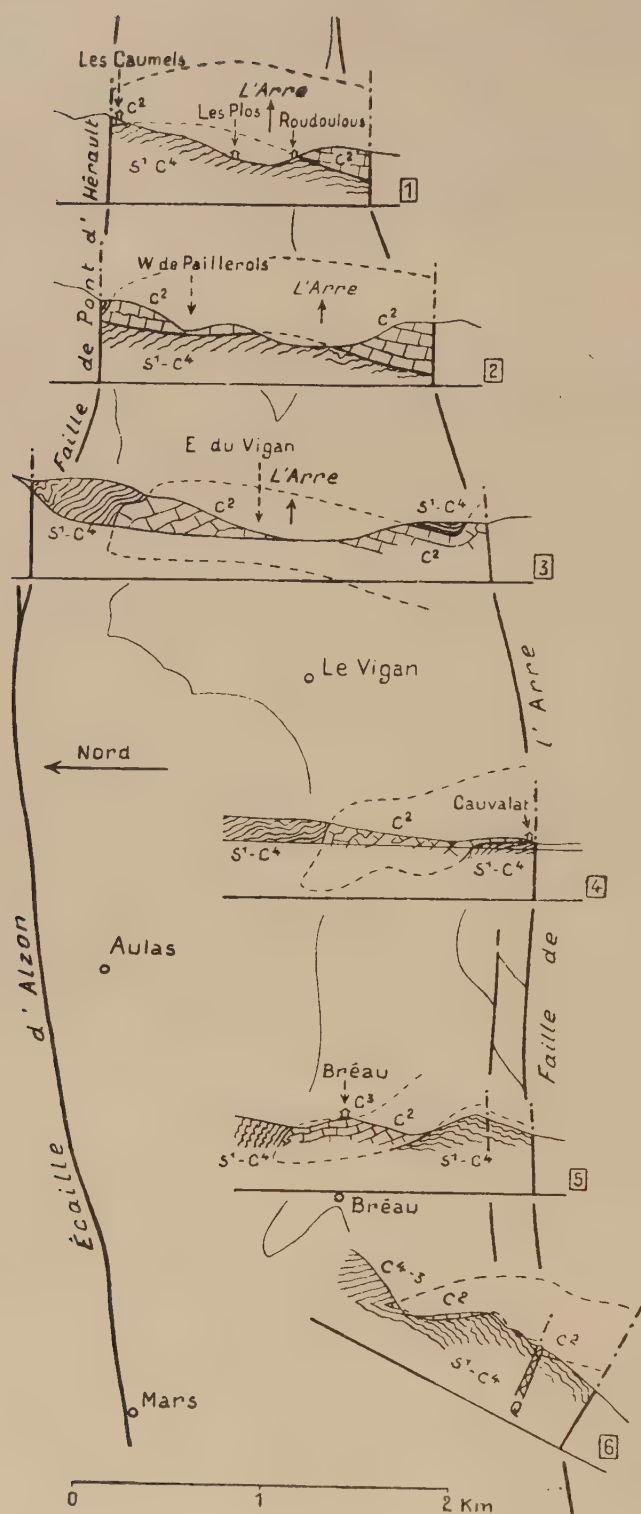


Fig. 92. — Coupes séries de la tête plongeante de la nappe du Vigan

C^2 = Calcaires à *Archæocyathus*; C^3 = Calcschistes acadiens; S^1-C^4 = Schistes potsdamo-ordoviciens; Q = Quartz

Le principal affleurement, sur lequel est bâtie la ville du Vigan, butte contre cette dernière, sans discontinuité, de Rochebelle à Vergne (près de Bouliech). Entre Bouliech et Paillerols, par le rentrant du Château de Tessen, on voit que les calcaires sont toujours glissés sur le Potsdamo-Ordovicien du flanc inverse (fig. 92, coupes 1 et 2). Par contre, de Paillerols jusqu'au Nord de Bréau, ces mêmes formations se trouvent devant les calcaires, suivant un contact anormal subvertical dans le fond des ravins, qui semble passer à un contact et une superposition presque normaux, avec léger pendage nord, sur les hauteurs, près de Journal (Nord du Vigan) et surtout près de Bréau où les calcschistes acadiens paraissent représentés (1) (fig. 92, coupes 3, 5 et 6).

On retrouve de même des schistes, apparemment posés régulièrement sur les calcaires au SSE du Vigan (fig. 92, coupe 3). Par contre, le Potsdamo-Ordovicien sous-jacent repaît vers Cauvalat et dans l'arête de La Pujade au Sud de Bréau (fig. 92, coupes 4, 5 et 6).

De toute évidence, les calcaires cambriens sont au cœur d'une nappe de style souple, dont les deux flancs, plus ou moins dysharmoniques, sont nettement visibles. A. DEMAY, qui a reconnu en même temps que moi l'essentiel de ces faits, considère que la nappe provient du Nord et s'enracine à faible distance dans cette direction. Je ne puis admettre cette interprétation pour les raisons suivantes :

Dans le NE du Vigan, près de Paillerols, l'épaisseur des calcaires, entre flanc inverse et flanc normal, n'atteint certainement pas 100 mètres. Quoique une faille (de Pont-d'Hérault) intéresse l'extrémité de l'affleurement, ce qui permet à A. DEMAY de supposer sa continuation en profondeur vers le Nord, il n'est guère admissible qu'une masse puissante de 300 à 400 mètres au moins dans le Sud sorte d'un aussi mince pédoncule.

D'ailleurs, après les petits témoins calcaires de Pont-d'Hérault, coïncés contre la faille, celle-ci semble s'atténuer vers l'Est et les témoins plus importants de la région de Sumène flottent au-dessus des schistes, sans aucune tendance à s'enfoncer vers le Nord, comme il conviendrait si l'hypothèse de A. DEMAY était exacte.

Mais c'est surtout la région de Bréau, à l'extrémité occidentale de l'affleurement calcaire, qui achève de la ruiner. En effet, dans cette zone, contrairement à ce que l'on pourrait croire d'après les contours de la feuille du Vigan, les calcaires ne passent pas au-dessous de la formation gréso-schisteuse du coteau de La Pujade mais bien au-dessus. Le fait s'observe clairement au NE de la cote 714, où l'on constate un placage calcaire presque parallèle à la pente topographique du versant nord, puis de petits témoins isolés dans la zone sommitale, enfin un témoin un peu abaissé par une faille quartzifiée, posé sur le versant sud (fig. 92, coupes 5 et 6).

La présence de tous ces témoins est fondamentale, en ce sens qu'elle prouve la continuation des calcaires au-dessus de la surface topographique, avec *élargissement vers le Sud* de leur ancienne extension. Il ne peut donc s'agir de la tête d'un pli couché venu du Nord, qui aurait forcément tendance à se rétrécir près de son front méridional, mais au contraire de la tête plongeante d'une nappe de style souple venue du Sud et allant se coïncider, avec des contacts mi-normaux, mi-anormaux, comme on les voit dans toute sa bordure septentrionale. De plus, le dispositif de la tête plongeante s'observe clairement dans le haut du ravin de La Pujade (fig. 92, coupe 6), de telle sorte qu'aucun doute ne subsiste.

Rappelons, en outre, que le front de la nappe, où les écrasements furent intenses, est un lieu d'élection pour la granitisation. On trouve déjà des zones granitisées sous les témoins calcaires du SW de Bréau, mais leur extension est presque continue dans les schistes depuis Assas dans l'Ouest, jusque vers Pont-d'Hérault dans l'Est.

(1) La distinction de l'Acadien aux environs du Vigan, sur la 2^e édition de la feuille géologique, ne paraît correspondre à rien de réel. Les schistes troués (qui me semblent rarissimes), rapportés à cet étage par A. DEMAY, n'ont aucune raison pour lui appartenir avec certitude, car j'en ai trouvé d'identiques dans tous le Pays cévenol. La genèse des trous, assez énigmatique il est vrai, n'a aucun rapport avec la décalcification d'amandes calcaires, comme dans l'Acadien typique de la Montagne Noire. Il se pourrait qu'il s'agisse seulement de cavités résultant de l'altération de cristaux de pyrite.

Pour moi, l'ensemble des Monts de Saint-Bresson, où l'on ne connaît qu'un flanc inverse et la zone du Vigan, où se montre la totalité d'une tête plongeante, appartiennent à une seule grande nappe de style souple, venue du Sud, dont le matériel sédimentaire et les aspects tectoniques sont presque identiques à ceux de la nappe de Pardailhan dans la Montagne Noire. Je l'appelle *nappe du Vigan*, bien que le terme ait été déjà employé par BERGERON, avec un sens un peu différent, puisqu'il étendait son unité plus loin au Nord et moins au Sud.

Nous connaissons le déversement de cette nappe sur une profondeur de 9 kilomètres du Sud au Nord. Malheureusement, nous ignorons tout de son prolongement méridional sous le Secondaire et l'on ne peut dire si les sédiments de son front se sont déposés seulement une vingtaine de kilomètres au Sud de leur emplacement actuel ou à une distance encore plus grande.

c) **Écaille d'Alzon.** — Un nouvel affleurement de calcaires cambriens, continu quoique souvent très écrasé, s'étend depuis les environs d'Alzon jusqu'au NE du Vigan, près de Fraissinet. Bien que des calcschistes, peut-être acadiens, existent au Crouzet (NE d'Alzon), la majorité de sa limite méridionale correspond à un contact anormal entre les calcaires et la formation schisto-gréseuse de la zone du Vigan, dont on peut supposer qu'une partie est autochtone, tandis que l'autre se rattache à la nappe précédemment décrite.

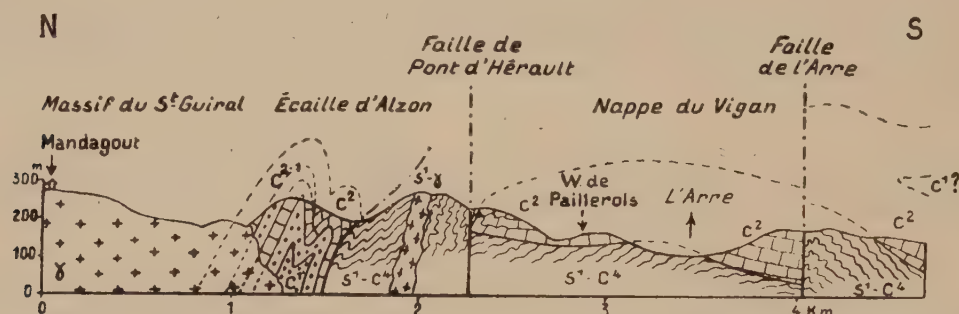


Fig. 93. — Coupe de l'écaille d'Alzon et du front de la nappe du Vigan, suivant le méridien de Mandagout

c^1 = Grès de Marcory; c^{2-1} = Alternances gréso-calcaires; c^2 = Calcaires à *Archæocyathus*; s^1-c^4 = Schistes potsdamo-ordoviciens; γ = Granite; $s^1-\gamma$ = Schistes injectés.

Je considère que ce contact anormal représente la base d'une nouvelle unité, l'*écaille d'Alzon*, dont les faciès sont sensiblement différents de ceux de la nappe du Vigan. La plongée régulière des calcaires vers le NW, sous des schistes noirs, puis un complexe schisto-gréseux analogue à celui des Monts du Nord de Lacauene, démontrent d'ailleurs sa position autochtone et sa liaison à l'ensemble du Pays cévenol.

Malgré de fréquentes ondulations dans les calcaires assez schisteux et plusieurs failles injectées de quartz, dont on ne peut dire si elles ne sont pas partiellement tertiaires, l'extrémité occidentale de l'affleurement, entre Alzon et le Nord d'Aumessas, paraît relativement tranquille. Il ne s'agit, en somme, que d'un pli-faille de peu d'ampleur, poussé au SSE.

Mais bientôt, l'écrasement devient intense entre le massif granitique, qui digère la région septentrionale de l'écaille, et la zone du Vigan. L'affleurement calcaire, subvertical, se réduit parfois à quelques dizaines de mètres à peine vers le Col de Mousoules. Puis, il reprend une certaine ampleur, à partir de Serres et vers le Col de Maurès (ou de Mourèzes), avec des replis nombreux et des complications pouvant paraître inextricables à première vue (fig. 93).

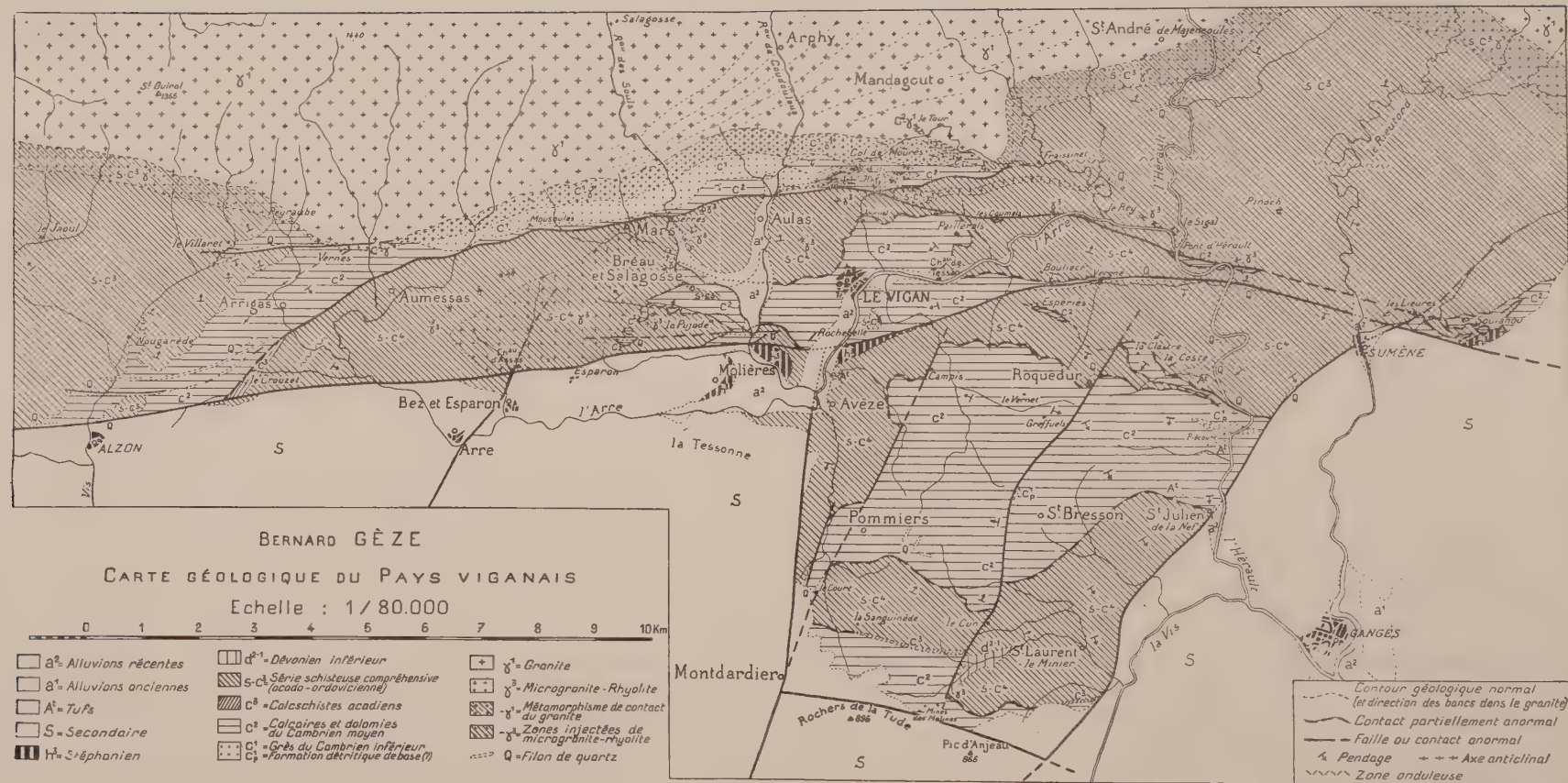


Fig. 94

A. DEMAY, fidèle à son interprétation générale en nappes venues du Nord, a proposé de voir dans cette dernière zone la tête de plis à noyaux calcaires, en affleurements discontinus, reposant sur la série schisto-gréseuse cambro-ordovicienne. Je crois qu'il n'en est rien, car la continuité des calcaires est parfaitement assurée et leur terminaison périantyclinale près de Fraissinet, au-dessus d'un niveau des alternances bien développé, me poussent, à admettre qu'ils reposent régulièrement, malgré des glissements nombreux, sur un axe de grès de Marcory, visible depuis le Nord d'Aumessas.

Dans cette hypothèse, il n'y a pas à rechercher des racines s'éclipsant d'une manière fort problématique dans les granites du Saint-Guiral, alors que leur suite devrait se voir dans l'Est, mais il demeure exact que le petit pli-faille, ou écaille, d'Alzon est poussé vers le Sud. Je lui reconnais même la tendance à encapuchonner la tête de la nappe du Vigan.

3. — LE PAYS CÉVENOL.

Cette région se subdivise en trois grands ensembles, du point de vue tectonique : d'abord le Pays cévenol proprement dit, correspondant au grand espace compris entre le massif du Saint-Guiral - Liron au Sud et le Mont Lozère au Nord ; ensuite, la zone de Meyrueis — Saint-Jean-du-Bruel au SW ; enfin la zone de la Cézarenque au NE.

a) Pays cévenol proprement dit. — Quelques renseignements sur la structure de cette unité schisteuse épimétamorphique semblent être donnés par des intercalations calcaires, des intercalations gréseuses et des pendages.

Les intercalations calcaires ($s-x_c$) sont rares. Les seules qui paraissent significatives se trouvent dans le versant sud de l'Aigoual. Toutes plongent au NNE, avec des pendages moyens de 30 à 50°, mais parfois de petits plissottements assez violents. Il est possible qu'il y ait un fond de synclinal dans la tête du Valat de Comberonde (SE de Trépalous). Si l'hypothèse suivant laquelle il s'agit de calcaires cambriens est motivée, leur répétition conduit à admettre l'existence de plis très aigus ou d'écailles imbriquées, tous poussés en direction du Sud.

Au SE du Pompidou, près de Malataverne, la carte géologique figure des schistes amphiboliques, que je n'ai pas su retrouver. On pourrait y voir le résultat de la transformation d'une passée calcarifère, ce qui étendrait l'hypothèse ci-dessus assez loin vers le Nord ; mais, en réalité, l'incertitude reste totale.

Les intercalations gréseuses ($s-x_g$) sont plus importantes. J'ai souligné la valeur de celles que l'on suit de Saint-Paul-la-Coste, près d'Alès, jusque vers Meyrueis. Sans doute, les remaniements du quartz y sont nombreux ; l'origine sédimentaire des quartzites qui les forment le plus souvent paraît cependant évidente. La proximité et le parallélisme sur de longues distances des deux ou trois barres principales qu'elles dessinent dans la topographie laissent croire qu'il s'agit d'une succession de niveaux et non de la répétition du même pour des causes tectoniques. Dans ce cas, leur plongement moyen de 20 à 45° vers le Nord indiquerait l'enfoncement régulier de toutes les strates dans cette direction, avec un calme relatif.

On retrouve des intercalations gréseuses en plusieurs points de la vallée du Tarnon, mais sur des distances trop courtes pour en tirer des conclusions de quelque valeur. Par contre, vers le NE, entre les vallées du Luech et du Gardon d'Alès, la succession de trois grandes zones gréseuses (mais non de quartzites), pendant régulièrement à 30° SE environ, paraît plus significative. Il est vraisemblable qu'elles indiquent la réapparition, sous un faciès moins accusé, des trois zones quartziteuses de Saint-Paul-la-Coste, au delà d'une région médiane d'ennoyage.

L'examen des pendages dans les zones schisteuses fournit des résultats analogues : La moitié méridionale du Pays cévenol plonge vers le Nord, avec des variations allant du NNE au NNW, l'intensité de 40 à 70° parfois dans le Sud se réduisant entre 20 et 40° en progressant vers le Nord. Une zone médiane, passant par le parallèle de Saint-Germain-de-Calberte, oscille autour de l'horizontalité, mais avec des pendages aberrants parfois forts, un peu en tous sens. En se rapprochant du massif du Lozère, les couches se relèvent doucement avec des pendages moyens de 20° à 30° vers le Sud ou le SE, bien que l'on observe souvent des plongements variés, peut-être liés aux froissements occasionnés par les nombreuses failles tertiaires qui découpent la région.

En définitive, tout se passe comme si le Pays cévenol était une région relativement calme, dont le milieu se serait affaissé entre les zones rendues rigides par les venues granitiques du Nord et du Sud. En réalité, cette structure générale était réalisée avant la mise en place des granites et a pu seulement s'accroître par la suite. De plus, si l'on admet le calme relatif dans le Nord, il faut reconnaître qu'il est moins certain dans le Sud. Nous avons vu que la grande épaisseur apparente de la formation compréhensive pouvait y résulter de redoublements dans la région de l'Aigoual, hypothèse qui s'appuierait en outre sur l'existence fréquente de petits plis de détail, poussés vers le Sud et même couchés, comme on en observe souvent sur quelques mètres dans les zones schisteuses les plus plastiques.

b) Zone de Meyrueis — Saint-Jean-du-Bruel. — Bien que cette région se relie étroitement à la précédente, il convient de la distinguer en raison de ses pendages différents. Nous avons déjà vu que les barres quartziteuses, interstratifiées dans les schistes, obliquent franchement vers le SSW, comme si elles s'étaient moulées sur l'extrémité du massif granitique du Saint-Guiral. Les plongements moyens sont de 45 à 70° WNW et redeviennent plus faibles, avec une orientation proche du NW, seulement dans le Sud, zone de raccord avec l'extrémité occidentale de l'écaille d'Alzon. Nous verrons plus loin les conclusions importantes qu'il semble que l'on puisse dégager de cette observation.

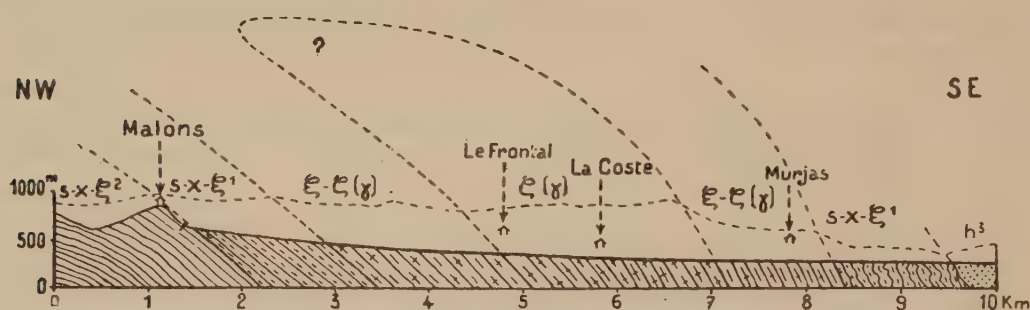


Fig. 95. — Coupe de la zone de la Cézarenque le long du Ruisseau de Ganière

$\zeta[\gamma]$ = Gneiss d'injection ; $\xi-\zeta[\gamma]$ = Alternances de micaschistes et gneiss d'injection ; $s-x-\xi^1$ = Série compréhensive épimétamorphisée (schistes micacés) ; $s-x-\xi^2$ = Série compréhensive épimétamorphisée (schistes sériciteux) ; h^3 = Stéphanien.

c) Zone de la Cézarenque. — Dans l'Est de la grande faille de Villefort, les pendages sont au contraire dirigés franchement vers l'Est (sauf dans le Nord où ils passent progressivement au SE). J'ai dit ce que l'on peut supposer de la tectonique de cette région, à l'occasion de l'étude de son métamorphisme par injection. J'aurai toujours tendance à admettre, avec G. FABRE, que l'on a affaire à un repli anticlinal, à cœur de gneiss d'injection, poussé vers le NW et l'Ouest. Mais il convient de reconnaître qu'il n'y a là qu'une hypothèse et que l'on peut tout aussi bien penser à l'obliquité primitive de l'injection lit-par-lit, dans une série plongeant continûment vers l'Est (fig. 95).

APPENDICE : DISCUSSION DE L'INTERPRÉTATION DE A. DEMAY POUR LE PAYS VIGANAIS

Le mémoire annoncé par A. DEMAY (1), auquel j'ai fait allusion plus haut (p. 154), vient d'être distribué alors que la présente étude se trouvait à l'impression.

Dans l'ensemble, les pages précédentes répondent déjà aux remarques de A. DEMAY, qui en avait publié l'essentiel dans ses notes préliminaires. Je crois cependant utile, étant donné le luxe de présentation des arguments de cet auteur, d'apporter quelques précisions sur les raisons qui me font rejeter certaines de ses observations et la plupart de ses interprétations.

Pour que le lecteur puisse lire sans difficultés nos deux mémoires, je donne d'abord la synonymie des principaux termes employés, suivant un ordre géographique Nord-Sud :

Terminologie A. DEMAY

Terminologie B. GÈZE

Complexe isoclinal orthocévenol	= Série compréhensive du Pays cévenol
Massif granitique du Saint-Guiral	= Massif granitique du Saint-Guiral-Liron
Nappe du col de Maurès (2)	≠ Écaille d'Alzon.
Faille de Paillerols	= Faille de Pont-d'Hérault
Nappe du Vigan	= Tête plongeante de la Nappe du Vigan
Faille du Vigan	= Faille Cernon-Arre
Nappe de Saint-Bresson	= Faux-synclinal de Saint-Bresson
Synclinal de La Sanguinède	= Faux-anticlinal de La Sanguinède —
	Saint-Laurent-le-Minier
Anticlinal de Montdardier	≠ Flanc sud du faux-anticlinal de Saint-Laurent-le-Minier
	Flanc inverse de la Nappe du Vigan

a) Stratigraphie

Cambrien. — A. DEMAY (p. 130-133), sans nier absolument la possibilité de l'existence de la formation de Marcory, que j'avais proposé de voir dans mon écaille d'Alzon dès 1940, l'estime très improbable parce que l'on a affaire plus souvent à des schistes qu'à des grès, parce que, selon lui, ces schistes passeraient en continuité à la série compréhensive présumée acado-potsdamienne au voisinage et parce que les alternances gréso-calcaires que j'ai signalées pourraient correspondre soit à des replis synclinaux, soit aux lentilles calcaires de l'Acadien supérieur de la Montagne Noire, au lieu du niveau-repère géorgien de cette dernière région.

J'ai indiqué, au contraire, que l'attribution des terrains en question à la formation de Marcory me paraissait presque certaine. Dans la Montagne Noire, cette formation est aussi souvent schisteuse que gréseuse, les grès dominant seulement, d'une façon presque constante, au contact du niveau des alternances ou des calcaires à *Archæocyathus*, comme dans l'écaille d'Alzon. Ici, sur plus de 10 kilomètres, la formation est toujours séparée des schistes acado-potsdamiens par les calcaires géorgiens, sauf sur une longueur de 300 mètres dans le Sud-Est du Col de Maurès, où une faille (admise d'ailleurs par A. DEMAY) est indiscutable (3). La plongée périanclinale, certaine quoique non vue par A. DEMAY, des grès sous les calcaires, dans la zone de la cote 639, à l'Est du Col de Maurès, confirme l'antériorité des premiers. Enfin, les alternances gréso-calcaires, qui n'ont manifestement rien de tectonique, s'observent dans toute cette terminaison. S'il est exact, comme le dit A. DEMAY, qu'il n'en existe pas sur les flancs du syncli-

(1) A. DEMAY, Tectonique antéstéphanienne du Massif Central, *Mém. Carte géol. Fr.*, Paris, Impr. Nat., 1948, 259 p., 9 pl. dont 2 cartes en couleurs. [Troisième partie : les nappes cambro-siluriennes de la région du Vigan, dans les Cévennes méridionales, p. 119 à 233, fig. 22 à 48, pl. 5 à 7 et 9 (carte en couleurs au 50.000^e)].

(2) L'orthographe de la carte d'É.-M. est bien Maurès, mais on dit également Mourès ou Mourèzes, Mourès paraissant le terme le meilleur, car le plus proche du terme originel Moure ou Mourre, qui désigne proprement le museau d'un animal, d'où, par extension très fréquente dans le Languedoc, un relief montagneux.

(3) Nous prions le lecteur de suivre cette discussion sur notre carte au 80.000^e (fig. 94), plutôt que sur celle au 50.000^e de A. DEMAY, de la précision de laquelle il sera question plus loin.

nal perché du Monna (Ouest du Col de Maurès), on les retrouve néanmoins immédiatement au Sud, dans la retombée des calcaires (Courlabel). Elles n'ont, en tout cas, rien de commun, ni comme extension, ni comme aspect, avec les rares niveaux calcarifères de l'Acadien supérieur de la Montagne Noire.

En ce qui concerne l'âge des schistes troués rapportés à l'Acadien par A. DEMAY (p. 128), j'ai déjà dit (p. 157, note) que les plus grandes réserves me paraissaient nécessaires. Quant aux calcaires rubannés et calcaires à lits schisteux, seuls présents dans mon écaille d'Alzon, rien n'autorise à les assimiler seulement aux calcschistes acadiens de la nappe du Vigan, dont ils diffèrent sensiblement. Je crois qu'ils constituent, dans cette écaille, un faciès de l'ensemble de la formation des calcaires à *Archæocyathus*, comme le cas se présente normalement dans le Nord des Monts de Lacaune.

Dévonien. — Le Dévonien probable, que j'ai décrit à l'Ouest de Saint-Laurent-le-Minier, n'est pas différencié du Cambrien par A. DEMAY, qui ignorait mes levers en ce point et n'a pas observé les différences existant entre les séries stratigraphiques de part et d'autre de la grande faille des Malines-Roquedur, qu'il n'a pas reconnue. Il en résultera, pour son anticlinal de Montdardier, une interprétation qui ne paraît pas pouvoir être retenue.

Série compréhensive. — Contrairement à A. DEMAY (p. 134-135), je ne crois pas que le Gotlandien soit représenté dans la série compréhensive des Cévennes méridionales et de l'Albigeois cristallin, car il n'y en a pas entre Ordovicien et Dévonien de Saint-Laurent-le-Minier et parce que, dans le Nord de la Montagne Noire, à Murasson, tandis que tout le Cambrien et l'Ordovicien se fondent également dans le faciès schisteux compréhensif, le Gotlandien conserve au contraire son faciès parfaitement typique.

Néanmoins, à la suite de la découverte récente, par P. LAPADU-HARGUES, de phtanites ou lydiennes à Radiolaires, que cet auteur rapporte au Gotlandien, dans le NE de la région du Mont Lozère, et sous réserve qu'elles ne soient pas d'un tout autre âge, la question reste ouverte pour les Cévennes médianes.

Par contre, l'Antécambrien se trouve presque certainement représenté dans la série compréhensive. A. DEMAY le considère comme peu probable, pour ne pas avoir trouvé le faciès détritique de la base du Cambrien des Monts de Lacaune. Mais nous avons vu que ce faciès est, en fait, extrêmement localisé et que, partout ailleurs, il y a continuité apparente entre Antécambrien et Cambrien. De plus, les Cévennes méridionales et l'Albigeois cristallin n'ont pas du tout la structure simple envisagée par A. DEMAY. Des niveaux anciens peuvent fort bien reparaitre en surface dans les Cévennes méridionales, notamment au Nord, ou dans la base des plis isoclinaux et écailles, proposés d'ailleurs par A. DEMAY lui-même. L'existence du dôme de Labessonnié le confirme pour l'Albigeois cristallin.

b) Tectonique

Le principe de l'interprétation structurale de A. DEMAY est que l'on a affaire, dans la région du Vigan, à trois nappes de style souple, dont le cœur est formé par les calcaires cambriens et résultant de poussées dirigées vers le Sud. La première est dénommée « Nappe du Col de Maurès », la deuxième « Nappe du Vigan », la troisième « Nappe de Saint-Bresson », tandis que, tout à fait au Sud, l'« Anticlinal de Montdardier » est considéré comme autochtone.

Nappe du Col de Maurès. — Dans cette unité, qui correspond à peu près à mon écaille d'Alzon, la présence de la formation de Marcory, la continuité des calcaires à la terminaison périanclinale orientale et leur continuité également à la retombée sud de l'anticlinal, malgré l'éirement normal de la base de l'écaille (plus strictement pli-faille), s'opposent à l'hypothèse d'une nappe.

A. DEMAY nie cette continuité, notamment au Nord d'Aulas où la disposition synclinale figurée pour les calcaires est fautive, sauf dans le Nord (suite du synclinal perché du Monna, repli secondaire dans l'axe anticlinal), tandis que, vers le Sud, les calcaires subverticaux sont manifestement la suite de ceux de Courlabel, avec un raccord masqué par des alluvions (non par la présence de schistes comme le dit A. DEMAY, p. 162). J'ai déjà insisté sur la continuité des calcaires dans les autres zones.

A. DEMAY n'enracine même pas sa nappe là où le granite digère le flanc nord de l'anticlinal, entre Vernes et Le Tour, mais il faut alors reporter les racines loin au Nord, ce qui, dans la partie orientale de la région où le granite s'éloigne, paraît une hypothèse plutôt compliquée.

Dans les schistes situés à l'Est de la zone du Col de Maurès, les variations de pendage montrent, pour A. DEMAY (p. 141), le passage du régime isoclinal du Pays cévenol à celui de têtes plongeantes de nappes. J'y vois seulement la continuation de l'axe anticlinal d'Alzon, en direction Ouest-Est, ce qui paraît au moins plus simple et plus conforme aux pendages observés.

Les petits replis secondaires, dans les calcaires ou les schistes, me semblent d'ailleurs dénués de signification, puisqu'on peut à volonté les interpréter comme des synclinaux couchés dans un sens, ou comme des têtes anticlinales plongeantes, poussées en sens inverse, ce que A. DEMAY ne manque pas de faire (comparer ses fig. 22 et 23). Je crois que, seules, les relations d'ensemble, entre calcaires et schistes notamment, doivent être prises en considération dans une région aussi tourmentée.

Les autres points de l'argumentation de A. DEMAY, pour cette première unité, sont de moindre importance. Je ne les discuterai donc pas; mais je dois dire néanmoins que sa fig. 40, destinée à indiquer mon interprétation personnelle, la défigure en réalité beaucoup (comparer à ma coupe fig. 93, passant à peu près dans la même zone).

Nappe du Vigan. — Pour cette seconde unité tectonique de A. DEMAY, que j'interprète comme la tête plongeante d'une nappe venue du Sud, je renvoie aux arguments donnés dans mon texte, car ils me paraissent suffisamment forts pour ne pas avoir à discuter d'autres détails et pour ne pas admettre un enracinement dans le Nord.

J'ajouterai cependant que la coupe 45 de A. DEMAY ne s'accorde guère avec ses explications, puisque les calcaires de Soulanou sont bien figurés flottants, comme il est réel (malgré des pendages inexacts) et que la représentation d'une faille, invisible sur le terrain, permet seule de réussir à pouvoir les faire venir du Nord, en supposant leur raccord avec des parties profondes entièrement hypothétiques.

Nappe de Saint-Bresson. — C'est également grâce à l'hypothèse d'une faille limitant les calcaires de cette unité vers le Nord qu'il est possible à A. DEMAY de pouvoir supposer leur enracinement en profondeur, dans cette direction. Or, cette faille n'existe pas et, malgré des étirements fréquents entre schistes et calcaires, le recouvrement des premiers par les seconds est admirablement visible dans tous les ravins, contrairement à ce que dit A. DEMAY (p. 188-189). Le repli synclinal d'Espériès — La Clastre, ignoré par cet auteur, achève d'ailleurs de ruiner son hypothèse.

De même, vers le Sud, le recouvrement par les calcaires est très net depuis leur extrémité occidentale jusqu'à la cote 486. Par la suite, il est faux que les calcaires passent sous les schistes à l'Est de La Fabrègue (A. DEMAY, p. 192). On a affaire à un contact vertical, rectiligne sur une grande longueur, qui ne peut d'ailleurs être pris comme argument pour aucune des hypothèses en présence.

Les autres points en discussion, pour cette zone, sont d'importance secondaire. Du point de vue des raccords, il convient cependant de reconnaître, avec A. DEMAY (p. 190), que l'on ne peut démontrer que les Monts de Saint-Bresson et la région du Vigan appartiennent à une même unité tectonique; mais y voir deux nappes au lieu d'une seule me paraît une complication gratuite puisque les faciès sont rigoureusement identiques. Rappelons en outre qu'ils sont également semblables dans la zone de Montdardier, alors qu'ils diffèrent beaucoup de ceux de la zone du Col de Maurès.

Anticlinal de Montdardier. — A. DEMAY insiste beaucoup pour faire des calcaires de cet élément une zone autochtone, en niant le « sub-raccord » avec les calcaires de Saint-Bresson, admis par moi dans l'Ouest, ainsi que leur renversement par dessus les schistes, dans l'Est, qui me permettent d'y voir seulement une partie du flanc inverse de ma nappe du Vigan.

Pour l'Ouest, le fait précis est qu'une bande calcaire, limitée par failles à l'Ouest et à l'Est (dont A. DEMAY admet lui-même qu'elle repose sur les schistes et se raccorde au Nord avec les calcaires de Saint-Bresson) arrive au voisinage des calcaires de Montdardier, dans une zone masquée par le Trias. Mon interprétation est d'y voir la voûte du faux-anticlinal de La Sanguinède - St-Laurent, affaissée dans un fossé entre les flancs situés au Nord et au Sud. Ce n'est pas une preuve, mais seulement une présomption de raccord réel, plus vraisemblable à mon avis que d'autres interprétations qui se heurtent à de grandes difficultés.

Pour l'Est, où A. DEMAY n'a pas vu la grande faille des Malines-Roquedur, ni la présence du Dévoisien, qui changent toutes les relations proposées, l'interprétation de cet auteur repose entièrement sur l'existence d'une faille Ouest-Est allant des mines de Malines au Sud-Est de Saint-Laurent et séparant

les schistes des calcaires (p. 196 et 201). Elle n'est admissible, à la rigueur, que dans l'Ouest où le contact est incontestablement étiré, mais vers l'Est, celui-ci devient progressivement normal jusqu'à ce que l'on retrouve même les calcschistes acadiens (1) à leur place régulière dans une série inversée à faible pendage (voir coupes 11, 10 et 9 de ma planche VII). Les contours ondulent d'ailleurs avec la topographie et n'ont en rien la rectilignité exigée par la faille de A. DEMAY. Dans cette zone, la disposition en retombée sud d'un faux-anticlinal est donc manifeste.

c) Métamorphisme et granitisation

A. DEMAY estime (p. 211) que le métamorphisme régional, antérieur à la genèse des nappes, démontrerait leur venue du Nord. L'intensité variable de ce métamorphisme m'a souvent paru difficile à distinguer dans le Nord du Pays Viganais, où les injections granitiques, non ou peu vues par A. DEMAY, le rendent assez confus. Pour moi, de vrais micaschistes n'apparaissent que dans le Nord, ou tout au plus le centre, du Pays cévenol. Le Pays viganais est touché par un épimétamorphisme guère plus sensible que celui de tous les schistes de la Montagne Noire et il me semble impossible d'en tirer argument pour le sens de cheminement des nappes.

Quant au granite, franchement post-tectonique pour A. DEMAY (p. 218), je crois avoir prouvé que la fin de sa mise en place était étroitement liée à la phase orogénique tangentielle majeure. Il n'est pas question de le dire anté-tectonique, mais son orientation, son litage et même son écrasement local, joints aux injections de microgranites-rhyolites dans les accidents tectoniques, m'empêchent de le regarder comme postérieur à l'histoire orogénique.

d) Cartographie

Il est fort regrettable que la « Carte géologique des Cévennes méridionales dans la région du Vigan », à l'échelle du 50.000^e, par A. DEMAY, qui est remarquablement bien présentée, soit en réalité aussi peu précise. Presqu'aucun contour ne correspond exactement au terrain. Bien que cela m'amène à quelques répétitions des observations précédentes, je crois utile de souligner les principales inexactitudes, en allant du Nord au Sud et de l'Ouest à l'Est :

Limite du granite. — En de nombreux endroits, cette limite se trouve figurée plusieurs centaines de mètres au Sud de son véritable tracé. Ainsi, au lieu d'être dans le granite, Vernes est dans les calcaires cambriens, Précoustal dans la formation de Marcory. Par contre, la limite passe 250 mètres plus à l'Est qu'il n'est indiqué, à l'Est de Navous.

Ecaille d'Alzon. — Contours inexacts au Nord d'Alzon, où le fond de la vallée de la Vis est dans les calcaires et non les schistes à sa limite sud, où une apophyse calcaire atteint le Mas et où deux failles quartzifiées, de direction Ouest-Est, sont ignorées. Plus au Nord, la faille située au SE du Villaret est essentiellement Ouest-Est aussi (et non SW-NE) et, jalonnée de même par un important filon quartzeux, atteint les abords de Vernes. Affleurement calcaire beaucoup trop large au Col de Mousoulès; alluvions quaternaires et non schistes entre Planquette et Courlabel, au Nord d'Aulas (2); contours incorrects dans la zone du Col de Maurès où, notamment, les calcaires du synclinal du Monna se relient à ceux de la cote 641 et où ceux de l'Est du Col rejoignent très largement ceux du Sud d'Arboux, le ravin intermédiaire ne cessant d'être dans les calcaires et non dans les schistes.

Zone granitisée d'Assas — Pont d'Hérault. — A. DEMAY figure comme uniquement schisteuse la zone comprise entre l'Ouest du Château d'Assas et Mars, où les microgranites-rhyolites sont plus abondants que les schistes sur 4 kilomètres de long et 1 à 2 kilomètres de large. De même, le microgranite se retrouve au SE de Serres, sur l'arête de 3 kilomètres, 500 qui s'allonge entre les calcaires du Col de Maurès et Beauregard et en plusieurs points jusqu'au delà de Pont d'Hérault.

(1) A. DEMAY (p. 202, note) reconnaît leur existence, mais ne veut y voir qu'un faciès schistote des calcaires.

(2) Dans ma carte géologique au 200.000^e de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales, cette zone alluviale, qui englobe la partie inférieure des vallées des ruisseaux des Souls et de Coudoulous, a été comprise, par erreur, sous la teinte des schistes s-c⁴, mais son contour a été tracé exactement.

Zone de Bréau — Le Vigan — Sumène. — A. DEMAY ignore les témoins calcaires du SW de Bréau, sur le coteau sud-ouest de la Pujade (où les schistes acadiens n'existent pas), les schistes reposant sur les calcaires au Sud du Bout-du-Pont du Vigan, ainsi que la continuité des calcaires entre Ceylon et Vergne, au Sud de Bouliech. Les failles de Pont-d'Hérault et de l'Arre sont plus contournées ou plus anguleuses qu'il n'est réel, le magnifique filon de quartz qui jalonne la dernière sur 3.500 mètres n'étant en outre pas figuré. Il n'y a pas de faille au Nord de l'affleurement calcaire de Soulanou, qui flotte partout sur les schistes, ainsi qu'on peut s'en assurer notamment dans le ravin de La Frégère, où il n'y a pas continuité entre les calcaires de l'Ouest et de l'Est.

Sillon houiller. — Les affleurements autour de Molières sont exagérés, tandis que le bassin de La Bouisse, visible sur 1.500 mètres le long de la faille de l'Arre, ainsi que le petit témoin des Lieures, au NE de Sumène, sont totalement ignorés.

Zone des Monts de Saint - Bresson. — Il n'y a pas continuité de failles subverticales et bizarrement anguleuses, à la totalité de l'Ouest et du Nord de l'affleurement calcaire. Contours inexacts au Mazet (près de Pommiers), à l'Est d'Avèze (masse calcaire large de 500 mètres figurée en schistes à l'Ouest de la faille de Campis, qui est réelle), dans toute la bordure nord, où les rentrants des schistes sous les calcaires qui flottent au-dessus d'eux sont pourtant très beaux dans chaque ravin et où le repli synclinal d'Espériès — La Clastre est ignoré dans l'Ouest, figuré comme un compartiment limité par failles dans l'Est.

Les schistes, présumés acado-potsdamiens, du fond du ravin du Vernet, passent en réalité latéralement à des calcschistes et aux calcaires. J'ai supposé qu'ils appartenaient à la partie supérieure de la formation calcarifère (raison pour laquelle je ne les ai pas distingués sur ma carte); ils sont peut-être acadiens, mais ne peuvent, en tout cas, être notés s, avec la teinte de la série compréhensive.

Les affleurements de « Géorgien inférieur » de La Borie (près Saint-Bresson) et de Piécourt (près Figaret), découverts, le premier par M. THORAL, le second par moi-même (et non par A. DEMAY qui semble avoir oublié que je le lui avais signalé) sont l'un très exagéré, l'autre inexactement figuré.

Toute la limite des calcaires au SE de Saint-Bresson, remarquablement rectiligne en réalité, est inexactement festonnée; la faille de Le Court (injectée de quartz), au Nord de Montdardier, et la grande faille-décrochement des Malines — Roquedur, sont ignorées.

Zone de Montdardier — Saint-Laurent-le-Minier. — La distinction entre calcaires cambriens et dévoniens probables n'est pas faite, les schistes de La Planque non reconnus, les calcschistes acadiens du NE de La Combe non représentés. La « Faille Est de Saint-Laurent » n'est pas réelle et les contours de cette zone incorrects : notamment, l'affleurement calcaire coupant la vallée de Saint-Laurent ne semble pas exister.

Limite des terrains secondaires. — L'affleurement primaire situé au Sud de la faille de l'Arre, au NW de Bez, n'a pas été observé. La faille de Sumène — Saint-Julien passe au Col de Le Serre, au NW de la cote 508, soit près de 500 mètres à l'Ouest du trajet figuré. La faille SW-NE, tracée en bordure de la Montagne de la Fage, dans le NE de Soulanou, n'existe pas : le Trias se montre partout régulièrement transgressif.

Je n'insiste pas sur le petit carton au 1.000.000^e joint à la carte précédente, dans le but de montrer les raccords entre Rouergue, Cévennes méridionales et Montagne Noire. Néanmoins, A. DEMAY aurait pu tenir compte des travaux déjà publiés par M. THORAL et par moi, en ce qui concerne l'âge du métamorphisme de la zone axiale de la Montagne Noire, l'extension du Dévonien dans le Minervois, celle de la série de Marcory dans le Pardailhan, etc., et ne pas figurer dans les Grands Causses les seuls fragments de failles conformes à son idée de rapport direct, sans décrochement, entre Monts de Lacau et région du Vigan.

En terminant cette discussion, je ne voudrais pas que le lecteur voie dans les lignes précédentes une critique systématique du travail de l'éminent professeur avec lequel je suis en contradiction. A. DEMAY a fait beaucoup d'observations pertinentes sur le terrain et plusieurs m'ont été fort utiles. En échange, je lui avais moi-même, dans le début de mes recherches, communiqué tous mes résultats. Je déplore seulement qu'il ne nous ait pas été possible d'arriver à concilier nos vues; mais il n'en demeure pas moins, comme je l'ai dit plus haut dans mon mémoire, le résultat heureux que, grâce à nos efforts communs, la région du Vigan est l'une de celles qui a été fouillée avec le plus de soin dans le Massif Central.

CHAPITRE XVI

ESSAI DE SYNTHÈSE DE L'OROGÈNE HERCYNIE

1. — LES RAPPORTS STRUCTURAUX ENTRE LA MONTAGNE NOIRE ET LES CÉVENNES MÉRIDIONALES (fig. 96).

Bien des géologues se sont posé la question des rapports pouvant exister entre la Montagne Noire et les Cévennes méridionales, dont les affleurements primaires sont fâcheusement séparés par l'extension des terrains secondaires du Causse du Larzac, sur une trentaine de kilomètres de largeur.

En dehors de la boutonnière du Lodévois, les seules données que nous possédions, à ma connaissance, dans tout cet espace, proviennent d'un sondage effectué récemment près de Gorniers, à peu de distance au Sud du Pays viganais, qui aurait rencontré des dolomies attribuées au Cambrien, tandis qu'un autre sondage déjà ancien, pratiqué à Navacelle, aurait atteint à —196 mètres des calcaires cristallins, probablement du même âge.

L'observation directe ne renseigne donc guère et l'on doit avoir recours aux comparaisons à distance et aux hypothèses pour comprendre les rapports structuraux entre les deux régions.

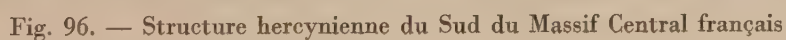
En gros, la Montagne Noire renferme une zone axiale, métamorphisée dans sa majeure partie et paraissant autochtone, un versant méridional où des nappes importantes, la plupart de style souple, sont venues déferler vers le NW, un versant septentrional, découpé en écailles imbriquées et plis à tendance monoclinale, poussés vers le SE, qui passe progressivement dans le Nord aux zones d'apparence plus calme de l'Albigeois cristallin.

Dans les Cévennes méridionales, il n'existe rien de semblable à la zone axiale, métamorphisée ou non, de telle sorte que l'on voit se heurter directement la nappe du Vigan, homologue des nappes du versant méridional de la Montagne Noire, déversée comme elles en direction du Nord (1), et l'écaille d'Alzon, homologue des écailles du versant septentrional, poussée aussi vers le Sud. Ensuite, le Pays cévenol semble présenter des caractères identiques, à ceux de l'Albigeois, avec sa série schisteuse devenant de plus en plus calme vers le Nord (2).

Ainsi, en dehors de la dissemblance causée par la disparition de la zone axiale de la Montagne Noire vers les Cévennes, l'identité de structure paraît complète, aussi bien que l'identité des faciès, qui a été soulignée dans la description du matériel sédimentaire.

(1) Dans l'hypothèse où la région de la Cézarenque correspondrait bien à un anticlinal déversé au NW, on pourrait y voir la suite de la structure tangentielle illustrée par les nappes de la Montagne Noire et du Vigan.

(2) Si l'on dépasse la limite de mon étude dans cette région, il semble que les homologues persistent, les complications, avec écaillage traduisant des poussées vers le Nord, de la zone du Tanargue, se retrouvant sans doute dans le Sud du Rouergue cristallin.



La question se pose néanmoins des raccords directs entre les éléments homologues. En effet, le prolongement des écaillés du versant nord de la Montagne Noire passe un peu au Sud de l'écaille d'Alzon, celle-ci ayant l'air de ne correspondre tout au plus, en direction, qu'aux plus septentrionales des premières, alors que, stratigraphiquement et tectoniquement, il ne semble pas en être ainsi.

D'autre part, les nappes du versant méridional de la Montagne Noire paraissent devoir se prolonger plutôt dans la région montpelliéraine que dans la nappe du Vigan, comme le voudrait l'interprétation structurale d'ensemble. En réalité, la direction, presque Ouest-Est, qui se distingue sur la carte entre Olargues et Clermont-l'Hérault, n'est pas une direction hercynienne primitive. Elle résulte des failles longitudinales, soit hercyniennes tardives soit tertiaires, qui recoupent obliquement les replis proches du SW-NE de la nappe de Faugères et la limite (qu'il convient de restituer en partie au-dessus de la surface topographique) des écaïlles de Cabrières. Néanmoins, le prolongement de cette direction du front des nappes méridionales conduirait approximativement dans la région de Saint-Martin-de-Londres et non vers le Vigan.

Devant un tel décalage, de l'ordre de 10 à 20 kilomètres vers le Nord entre les diverses unités tectoniques cévenoles et le prolongement des unités homologues de la Montagne Noire, il est permis de croire que la région des Causses masque un grand décrochement dans les formations hercyniennes.

Cette hypothèse s'appuie d'ailleurs sur tout un faisceau d'autres arguments. En premier lieu, il faut rappeler l'existence des décrochements subméridiens des Monts du Minervois, surtout des nappes de Pardailhan et du Vigan. Quoique leur ampleur ne soit pas très grande, ils indiquent toujours des jeux obliques avec avancée vers le Nord des compartiments situés à l'Est de chaque accident, à une époque postérieure aux déversements et même, partiellement à leur replis.

Ensuite, de part et d'autre des Causses, on observe une tendance manifeste à la torsion des couches en une vaste courbure sigmoïde : Dans les Monts de Lacaune, les écaïlles, qui étaient Ouest-Est près de Lacaune vont franchement vers le NE dans la région orientale. Dans les Cévennes méridionales, nous venons de souligner les directions presque Sud-Nord de la zone de Saint-Jean-du-Bruel - Meyrueis et leur retour à Ouest-Est à partir de l'Aigoual.

Enfin, à l'extrémité septentrionale des Causses, l'accident devient visible au grand jour. J'avais déjà proposé, en 1945 (1), d'interpréter comme la suite de ce décrochement la faille majeure, injectée de quartz, qui, par Marvejols, Aumont, Le Malzieu et Paulhac, découpe le massif granitique de la Margeride, en reportant un bloc oriental 8 kilomètres au Nord du bloc occidental. Il semble qu'à quelques détails près les observations récentes de P. LAPADU-HARGUES (2) confirment ce point de vue.

Dans l'intérieur même de la masse calcaire des Causses, des accidents subméridiens superficiels correspondent sans doute au rejeu tertiaire du décrochement profond. Son trajet approximatif serait alors jalonné, du Nord au Sud, par la faille de Marvejols - La Canourgue, la petite faille du Pas-de-Souci (Gorges du Tarn), la faille que j'ai reconnue de Cassagnes (Causse Méjan) à Montméjean (Causse Noir), les vifs plissements du tronçon NNW-SSE des Gorges de la Dourbie, de petites failles dans les régions de Nant et de Combe-Redonde (immédiatement à l'Ouest de la pointe SW des Cévennes), enfin les brusques changements de direction des failles de La Couvertoirade, de Saint-Michel, de La Vacquerie et de la région d'Arboras.

Tous les accidents transversaux montrent d'ailleurs des anomalies analogues à celles de ces dernières failles, dans l'ensemble des Causses, au voisinage de l'alignement proposé. Les plus remarquables sont la courbure de la faille de Masegros - La Malène, près des Vignes, et la torsion des failles de la zone du Rozier-Peyreleau, qui les amène à devenir parallèles à l'accident subméridien présumé (3).

Il semble difficilement admissible que tous ces effets ne procèdent pas d'une même cause profonde, de telle sorte que l'hypothèse d'un grand *décrochement des Causses* m'apparaît actuellement comme une certitude.

Un peu plus au NE, les Cévennes méridionales sont d'ailleurs clairement affectées par un deuxième accident majeur, de style identique : le *décrochement de Villefort*.

(1) B. S. G. F., (5), t. XV, 1945, p. 123.

(2) B. S. G. F., (5), t. XVII, 1947, p. 55.

(3) Voir ma carte géologique au 200.000^e, ou la 2^e édition de la feuille de Sévérac au 80.000^e (actuellement à la gravure).

G. FABRE (1) en a déjà partiellement indiqué l'importance en montrant qu'il recoupe franchement le massif granitique du Mont Lozère et reporte son prolongement oriental 8 kilomètres plus au Nord, dans le massif de La Borne. D'après la deuxième édition de la feuille de Largentière, H. LONGCHAMRON estime que, dans les schistes souples situés au Nord du Lozère, il joue plutôt comme une courbure sigmoïde, mais qu'il se poursuit néanmoins sous les basaltes du Velay, entre le massif de la Margeride et celui du Haut-Vivaraïs.

Dans le Sud, j'ai suivi sur la feuille d'Alès le prolongement de l'accident qui se relie à la faille bordière du Bassin houiller de la Grand'Combe et disparaît sous le Secondaire de la bordure sous-cévenole, immédiatement à l'Ouest d'Alès. D'après les levés gravimétriques effectués pour la S. N. P. L. M., il pourrait se poursuivre en profondeur vers Vézenobres, Nîmes et la Tête de Camargue.

De même que les écaillés de schistes cristallins de la feuille de Largentière, qui se retroussent vers le Nord à l'approche de sa lèvre occidentale et repartent ensuite vers l'Est, les gneiss de la Zone d'Alès-Largentière, ou de la Cézairenque, arrivent obliquement sur l'accident dans la région de Branoux, puis sont reportés 6 à 7 kilomètres plus au Nord, vers Chamborigaud, d'où ils reprennent une direction NE.

Les caractères de courbure et de décrochements paraissent donc étroitement liés, aussi bien pour l'accident des Grands Causses que pour celui de Villefort, dont les jeux horizontaux ont à peu près le même ordre de grandeur. Dans ces conditions, le raccord entre les nappes du versant méridional de la Montagne Noire, la nappe du Vigan, et peut-être le pli-couché des gneiss de la Cézairenque, semble assuré, la limite de la tectonique tangentielle cévenole dirigée vers le NW étant reportée plus au Nord après chaque décrochement.

2. — LA PLACE DE LA MONTAGNE NOIRE ET DES CÉVENNES MÉRIDIONALES DANS LEUR CADRE HERCYNIEU.

Il est fort difficile de raccorder la structure de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales à celle du reste du Massif Central français, qui se dégage encore assez mal de travaux nombreux et souvent contradictoires. Il faut reconnaître qu'en dehors du Morvan, où le Dévonien supérieur et le Viséen sont plissés d'une façon assez tranquille (2), aucune autre région du massif ne contient des terrains sédimentaires datés, de telle sorte que les synthèses tectoniques reposent sur des bases peu sûres.

Tous les auteurs sont cependant d'accord pour admettre l'existence, sur de nombreux points, de plis, de nappes et de zones de broyages au sein des formations métamorphiques, mais les sens des poussées restent discutés. Pour A. DEMAY (3), règnerait du Rhône à la Corrèze un grand arc antéstéphanien, dont dépendraient ses nappes du Gier et de la Margeride, poussées au SE, au Sud et au SW, d'une façon grandiose qui n'est pas admise sans réserve par P. LAPADU-HARGUES (4) et qui ne semble guère cadrer avec ce que l'on sait des zones complexes de Largentière dans l'Est, du massif du Rouergue dans le Sud, ou d'Argentat dans l'Ouest (5).

Plus au Sud encore, les Cévennes méridionales et les Monts de Lacaune représenteraient pour A. DEMAY un nouvel arc régulièrement convexe vers le Sud, avec poussées vers l'extérieur (SE et Sud). Si l'hypothèse est admissible dans une certaine mesure, nous avons vu que la nappe du Vigan ne pouvait cependant pas se rattacher à cet arc et que les décrochements en compliquaient singulièrement le dessin. Quant à la continuité d'une même

(1) *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VIII, n° 53, 1896, p. 76.

(2) Alb. MICHEL-LÉVY. Les terrains primaires du Morvan et de la Loire, *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVIII, n° 120, 1908, p. 193-489.

(3) A. DEMAY. Carte géologique des terrains précambriens et paléozoïques du Massif Central, Paris. Impr. Nat., 1946, et notes nombreuses résumées dans la Notice sur les Travaux scientifiques de cet auteur (Paris, Impr. Nat., 1946).

(4) P. LAPADU-HARGUES. Les directions tectoniques hercyniennes dans le Nord de l'Aveyron, *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXV, 1947, p. 753.

(5) E. RAGUIN. Problèmes tectoniques dans les terrains cristallins du Centre de la France, *B. S. G. F.*, (4), t. XXX, 1930, p. 51-76.

tectonique tangentielle entre l'arc septentrional et celui-ci, elle n'apparaît certes pas au travers des zones intermédiaires, la transmission d'efforts dans l'ensemble des schistes des Cévennes et de l'Albigeois n'étant, par ailleurs, guère vraisemblable.

Il semble que la présence de noyaux indurés, les uns peut-être antécambriens, les autres du début de la période hercynienne, mais antérieurs, en tout cas, à la phase orogénique majeure, aient joué un grand rôle dans tout le Massif Central et expliquent, partiellement, les écrasements et chevauchements locaux, d'apparence parfois aberrante, avec leurs directions de poussées opposées. Dans le Sud, ceux du Vivarais, du Rouergue et de la zone axiale de la Montagne Noire pourraient avoir joué ce rôle.

Néanmoins, dans le centre et le Nord du Massif central, rien ne peut être comparé avec certitude aux nappes souples de grand style, poussées vers le Nord et le NW, que nous avons vues dans la Montagne Noire et le Pays vigonais. Il est possible que l'on ait affaire là à un arc de direction opposée à ceux que A. DEMAY propose de voir plus au Nord et qui a dessiné une première ébauche de ce qui était appelé à devenir la bordure SE du Massif Central.

On peut croire que les poussées, qui ont continué dans ce sens après le déversement, ont provoqué plus ou moins tardivement les grands décrochements des Causses et de Villefort, en refoulant de plus en plus vers le NE des blocs récemment consolidés.

Notons que le Grand Sillon houiller, à l'Ouest duquel viennent se terminer les arcs hercyniens de direction grossièrement armoricaine, poussés vers le NE au moins pour une part, correspondrait aussi, pour beaucoup d'auteurs, à un autre décrochement, indépendamment de son rôle de fossé au cours du Stéphanien.

Tout en faisant les réserves nécessaires sur cette interprétation, tout se passe donc comme si le cœur du Massif Central, au moins à la fin de la période hercynienne majeure, avait eu le caractère d'un bloc résistant, de part et d'autre duquel les plissements Sud-Nord se seraient résolus en deux arcs principaux. Le problème du raccord des directions armoricaines et varisques se trouve donc bien plus complexe que ce que les schémas classiques laissent supposer et il faut reconnaître que l'étude de la Montagne Noire ne contribue que bien peu à l'éclairer.

Si l'on quitte le Massif Central pour se diriger vers le Sud, au delà du Détroit de Carcassonne où le socle primaire n'apparaît que dans le minuscule affleurement de l'Alaric, trop restreint pour permettre une étude tectonique, on retrouve les mêmes terrains dans le Massif de Mouthoumet.

Ce dernier a fait l'objet d'une description de H.-R. VON GAERTNER [19], dont, par comparaison avec ce qui est dit de la Montagne Noire, il est permis de suspecter les conclusions. Néanmoins, l'existence d'écailles et même de nappes, très analogues à celles de Cabrières, paraît s'en dégager clairement.

Les observations très récentes et encore incomplètes de M. DURAND-DELGA (1) confirment l'analogie de structure et prouvent que l'orogénèse hercynienne a bien donné lieu, dans les terrains antéstéphanien bien datés du Midi de la France, à des déformations de caractère tangentiel, poussées vers le NW et visibles sur une distance de 150 kilomètres entre le massif de Mouthoumet et les Cévennes méridionales.

Plus au Sud, la tectonique hercynienne des Pyrénées et de la Provence, à ce que l'on en connaît, n'a guère d'analogies avec celle de la Montagne Noire. Il convient d'ailleurs de remarquer que l'orogénèse tertiaire a sans doute sensiblement rapproché l'axe primaire pyrénéen des massifs externes comme le Mouthoumet, de telle sorte que, même si la zone

(1) *C. R. somm. S. G. F.*, 1946, p. 163 et p. 233.

des charriages du Sud-Est du Massif Central s'est poursuivie au-delà du Mouthoumet vers l'Ouest, il n'est pas surprenant que les traces n'en soient pas visibles dans les Pyrénées proprement dites.

Enfin, dans « La Face de la Terre », E. SUESS a considéré que la chaîne côtière catalane devait faire partie du même ensemble tectonique que la Montagne Noire, car leurs directions axiales sont sensiblement parallèles. ALMERA et BERGERON (1) y ont d'ailleurs décrit des nappes, mais les études ultérieures ont démontré leur inexistence (2). Les rapports structuraux entre Montagne Noire et Chaîne catalane, rendus en outre bien surprenants par la présence de l'axe pyrénéen dans leur intervalle, ne paraissent donc pas devoir être retenus.

Les études tectoniques sur la chaîne hercynienne dans le reste de l'Espagne et au Maroc sont encore trop insuffisantes pour permettre des comparaisons. En tout cas, on n'y a jusqu'à maintenant rien décrit de semblable à la structure du Sud du Massif Central français. Par contre, les descriptions de l'Iglesiente (Sardaigne) laissent croire que ce pays pourrait bien présenter de grandes analogies avec la Montagne Noire.

Ce n'est pas ici le lieu de discuter les nombreux travaux, dus surtout à ZOPPI, NOVARÈSE, TARICCO et TEICHMÜLLER, mais retenons que les faciès du Cambrien semblent identiques dans les moindres détails à ceux que nous connaissons, à condition d'admettre une échelle stratigraphique exactement inverse de celle qui a été adoptée par ces auteurs (schistes à *Paradoxides* à la base, calcaires à *Archæocyathus* au milieu, grès à *Olenopsis* au sommet). L'hypothèse de grands renversements, si les relations de superposition ont été bien observées, paraît donc s'imposer comme dans le Sud du Massif Central français (3).

Si nous revenons dans les régions septentrionales de la chaîne hercynienne, c'est pour remarquer que le Massif Armoricain, les Vosges et la Bohême paraissent jouir d'une tectonique relativement simple, où apparaissent tout au plus de petits écaillages. Sans doute, selon F.-E. SUESS, le massif métamorphique du SE de la Bohême présenterait des nappes de style souple, analogues à celles décrites par A. DEMAY dans le Massif Central, mais rien de semblable n'ayant été observé dans les terrains datés du voisinage, la plus grande prudence paraît être de rigueur.

Dans les Ardennes néanmoins, des déplacements tangentiels hercyniens, résultant d'une poussée venue du Sud, avec nappes de style cassant, présentant quelquefois de rares témoins de flancs inverses, sont maintenant classiques. Les chevauchements, de l'ordre de 40 kilomètres, sont cependant assez différents de ceux de la Montagne Noire et paraissent plutôt analogues à ceux des vastes écaillages décrites aux États-Unis dans la région de Rome.

En définitive, même s'il existe ailleurs (Sardaigne?), des nappes de style souple dans la chaîne hercynienne, celles de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales sont, à ma connaissance, les premières qui aient été décrites dans des terrains bien datés. Nous devons en conclure que ce type n'est pas l'apanage exclusif de la chaîne alpine et que, tout au moins localement, des déversements de grand style ont été réalisés avant le Stéphanien.

(1) B. S. G. F., (4), t. IV, 1904, p. 705.

(2) W. SCHRIEL, Der geologische Bau des katalonischen Küstengebirges, *Beitr. zur Geol. der west. Medit.*, 2, 1929.

(3) Dans un travail récent, dont je viens seulement d'avoir connaissance, M. SCHWARZBACH rectifie la stratigraphie de cette région et explique sa tectonique par des balancements de couches dures anciennes sur les couches tendres plus récentes mais non par de véritables chevauchements : Das Normalprofil des sardinischen Cambriums, *Zentralblatt für Mineralog.*, Stuttgart, Abt. B, N° 2, 1939.

3. — LA SUCCESSION DES PHASES TECTONIQUES AU COURS DE L'OROGENÈSE HERCYNIENNE (fig. 97).

Il n'en demeure pas moins qu'un problème tectonique assez difficile à résoudre est posé par l'existence dans la Montagne Noire et les Cévennes méridionales de deux sens opposés de poussées apparentes : Nord-Sud à NW-SE pour les plis et écaillés situés au Nord, Sud-Nord à SE-NW pour les grandes nappes et écaillés à rabotage basal situées au Sud.

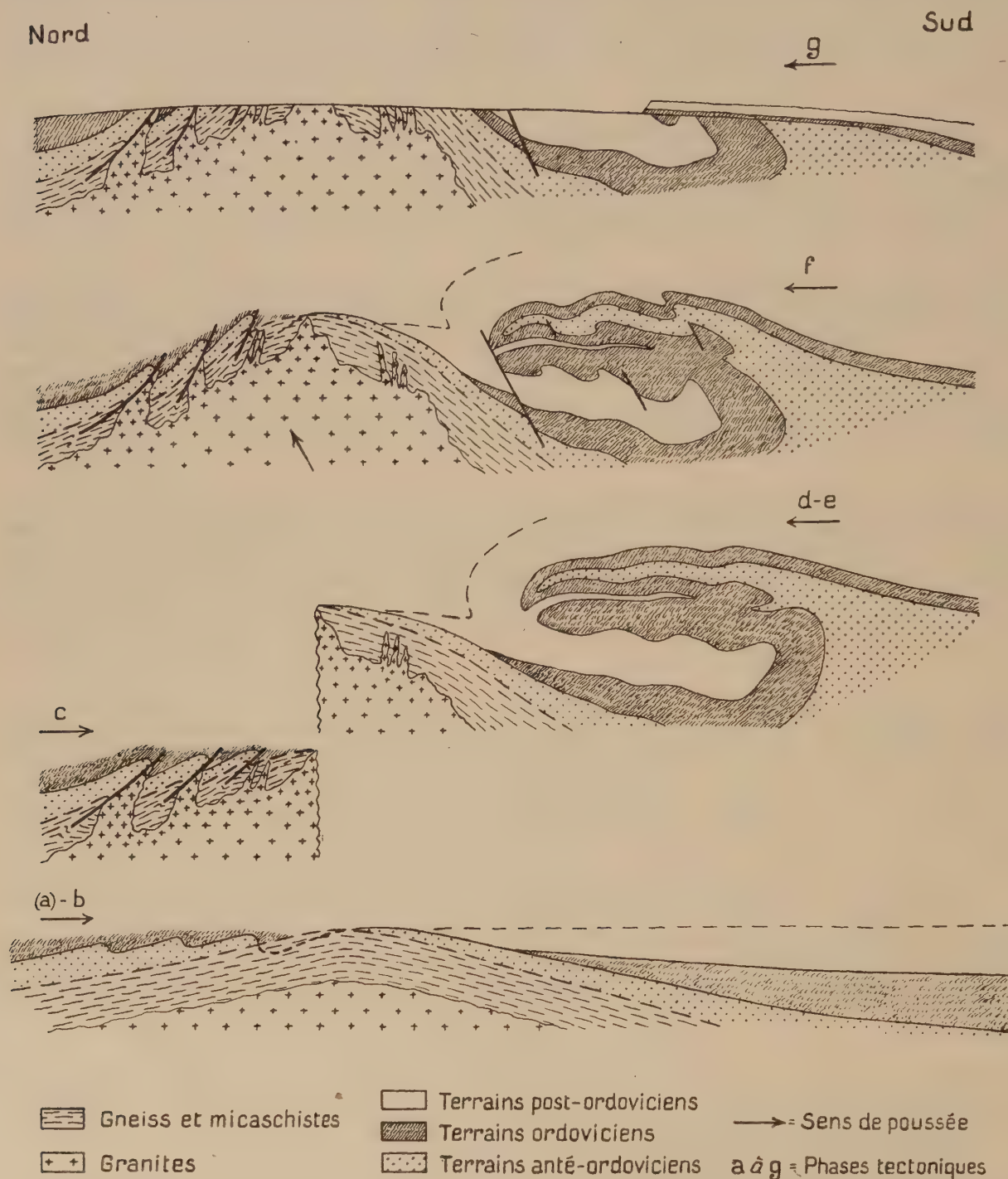


Fig. 97. — Succession des phases tectoniques au cours de l'orogénèse hercynienne dans la Montagne Noire (Schéma purement figuratif)

En 1945 (1), j'avais proposé l'hypothèse explicative suivante : « Il semble que, dans la Montagne Noire et ses abords, les mouvements essentiels se soient produits du Sud vers le Nord, les grandes nappes du versant méridional étant venues s'écraser contre l'axe métamorphique. Ce dernier, jouant le rôle d'un massif intermédiaire résistant, d'une « Zwischengebirge », aurait entraîné près de sa limite nord une série de refoulements en imbrications, dont la poussée au Sud n'est qu'une apparence ».

A la suite de la révision des faits que nous venons de réaliser, cette hypothèse ne me semble plus entièrement satisfaisante. J'ai souligné qu'en chaque région on devait distinguer la succession d'épisodes tectoniques complexes. Si nous en dressons la liste objective, nous arrivons au résultat suivant :

- (a) *Légère phase de plissement*, de direction probablement varisque, mais avec un sens de poussée indéterminé, antérieure au métamorphisme général, hercynienne prémonitoire ou calédonienne.
- (b) *Phase de plissement*, postérieure au moins à l'essentiel du métamorphisme général, antérieure aux venues granitiques.
- (c) *Phase d'écaillage*, plus ou moins synchrone des venues granitiques.
- (d) *Phase des grands déversements* (2), plus ou moins synchrone de la fin des venues granitiques, peut-être en partie liée à la phase (c).
- (e) *Phase de plissement des séries déversées*, suivant sans doute immédiatement la phase précédente.
- (f) *Phase de surdéversement local et d'écaillage des séries déversées*, légèrement postérieure.
- (g) *Phase de formation des écailles à rabotage basal*, après érosion des séries déversées.
- (h) Depuis la fin de la phase (e) jusqu'après la phase (g), *genèse des décrochements transversaux*, avec rejets horizontaux devenant de plus en plus importants, mais allant de pair avec la diminution du nombre des décrochements fonctionnels.

Les directions fondamentales de poussées seraient schématiquement du Nord vers le Sud au début, du Sud vers le Nord, à la fin, l'orogénèse hercynienne majeure devant donc se disjoindre essentiellement en trois groupes de phases, la première (b-c) étant surtout visible dans les régions septentrionales, la seconde (d-f) et la troisième (g) dans les régions méridionales, sans que l'on puisse indiquer leur rattachement problématique aux phases des Sudètes et de l'Erzgebirge.

Dans cette hypothèse, on conçoit que les auteurs qui ont étudié principalement l'intérieur du Massif Central aient tendance à surestimer le premier groupe de phases, tandis que ceux qui ont travaillé dans le Sud reconnaissent la grande importance des groupes de phases suivantes.

Je crois, dans l'état actuel des observations, que les deux conceptions peuvent se rejoindre aisément, puisqu'il semble bien s'agir de pulsations orogéniques non synchrones, quoique toujours antéstéphanien (3), les causes premières de ces mouvements en sens opposés nous échappant d'ailleurs entièrement.

(1) B. S. G. F., (5), t. XV, p. 116.

(2) On peut supposer que les plis et écailles du Minervois, poussés au Nord, sont liés à la formation des nappes du versant méridional de la Montagne Noire, poussées dans cette même direction. La tendance à l'avancée de la zone axiale vers le Nord, accusée au Tertiaire, pourrait dater déjà de cette phase de mouvements tangentiels majeurs. Quant aux ondulations tardives, à grand rayon de courbure, de direction NW-SE, signalées dans le versant septentrional de la Montagne Noire, il n'est guère possible de préciser leur âge.

(3) D'après l'étude du Bassin d'Alès, il est même permis d'estimer que presque tout était terminé lors du dépôt du Westphalien supérieur, la phase (g) et la fin des décrochements pouvant cependant se rapprocher fort de cette époque. Néanmoins, rien ne prouve qu'il n'existe pas chez nous un équivalent de la phase asturienne.

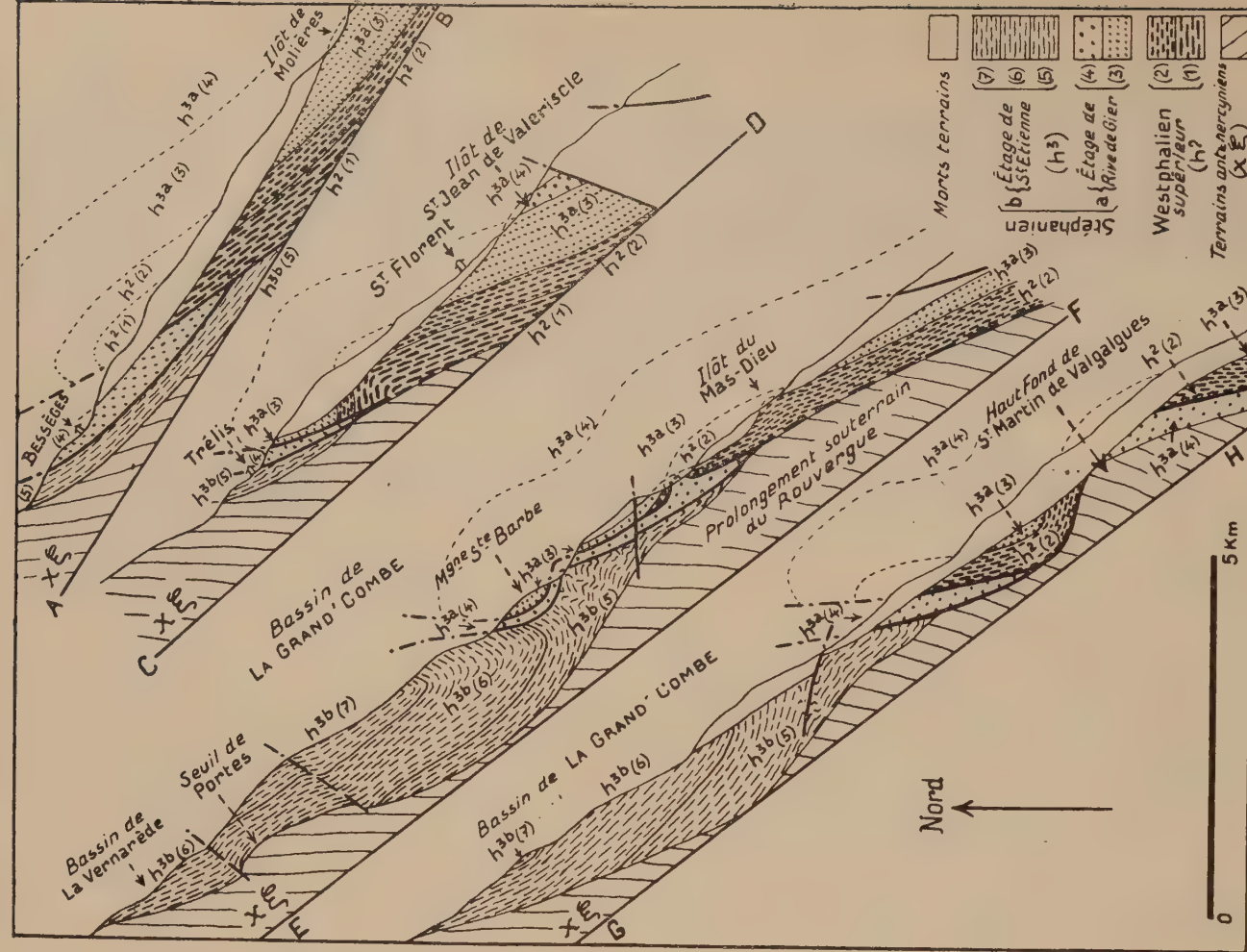


Fig. 99. — Coupes du Bassin houiller d'Alès
(Essai de synthèse, en très grande partie d'après G. LIVET)
L'échelle, de 1/100.000^e, est double de celle de la carte fig. 98.

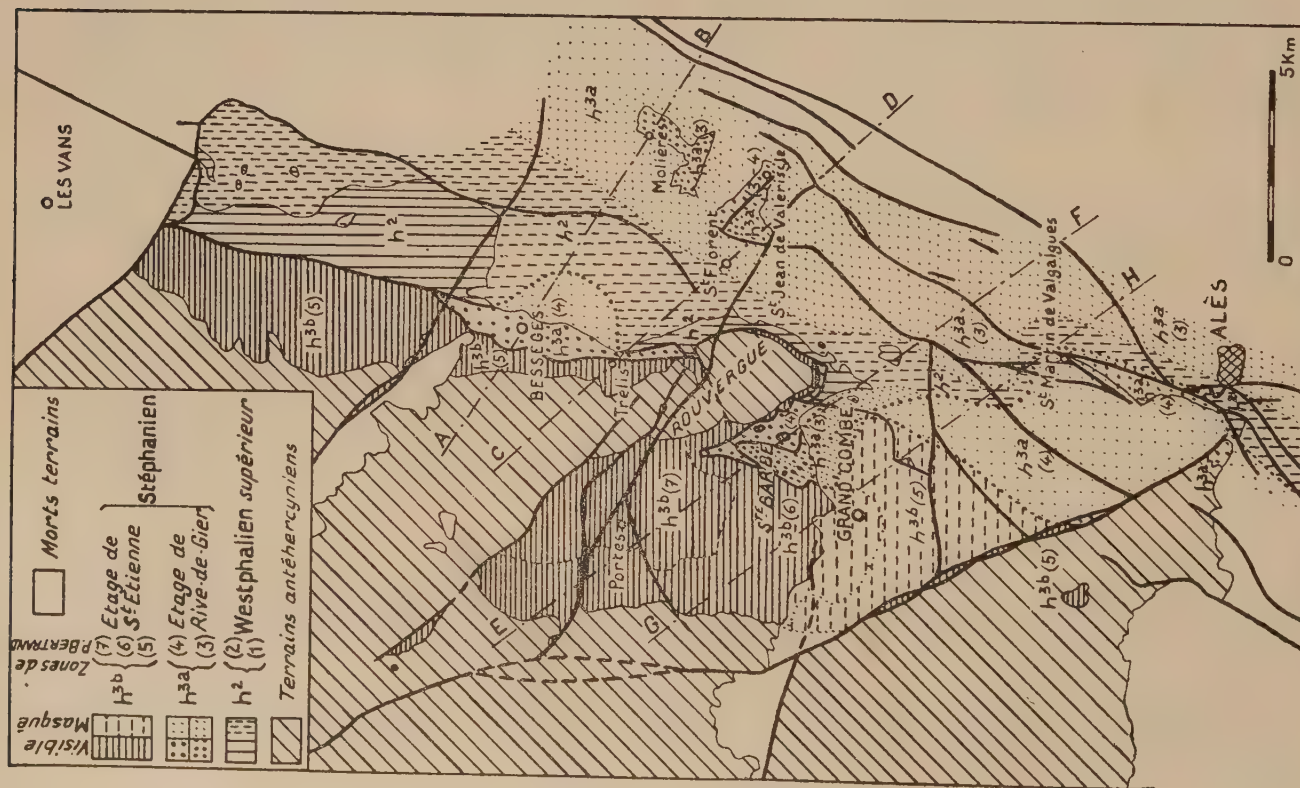


Fig. 98. — Carte du Bassin houiller d'Alès
(Essai de synthèse, en très grande partie d'après G. LIVET)
Échelle de 1/200.000^e

CHAPITRE XVII

LES MOUVEMENTS POSTHUMES DE L'OROGÉNÈSE HERCYNIENNE

Il n'est guère possible de dire ce qui s'est passé, du point de vue tectonique, dans les terrains anciens, pendant le Stéphanien et le Permien. Par contre, les bassins houillers d'Alès, de Graissessac et de Neffiès, ainsi que le bassin permien du Lodévois, fournissent des renseignements précieux.

1. — STRUCTURE DU BASSIN HOULLER D'ALÈS (fig. 98 et 99).

Il a fallu près d'un siècle pour débrouiller la tectonique du bassin houiller d'Alès et quelques points de détail restent encore insuffisamment éclaircis. Néanmoins, le précieux travail de G. LIVET [23] offre une minutieuse description basée sur tous les travaux miniers et les sondages, de laquelle on peut retirer une vue générale assez satisfaisante.

La première observation qui permet de saisir les relations structurales est d'ordre stratigraphique : Les niveaux inférieurs, d'âge westphalien supérieur, se sont déposés seulement dans la partie orientale du bassin, la plus éloignée du massif cévenol. Ensuite, les formations postérieures se sont avancées en transgression de plus en plus vers l'intérieur du massif.

Au Stéphanien inférieur, les sédiments se déposent déjà sur les parties du substratum qui nous sont actuellement visibles (zone du Bois Commun, à l'Ouest d'Alès), mais d'une façon très limitée. Au Stéphanien moyen, elles atteignent enfin toutes les bordures actuelles du bassin et s'étendent certainement au delà. C'est à cette dernière époque seulement que la crête du Rouvergue, sans doute déjà ébauchée, a été franchie et que se sont déposées les formations du bassin de la Grand'Combe, la transgression se constatant dans le détail, pour chacun des niveaux jusqu'à la fin de la période.

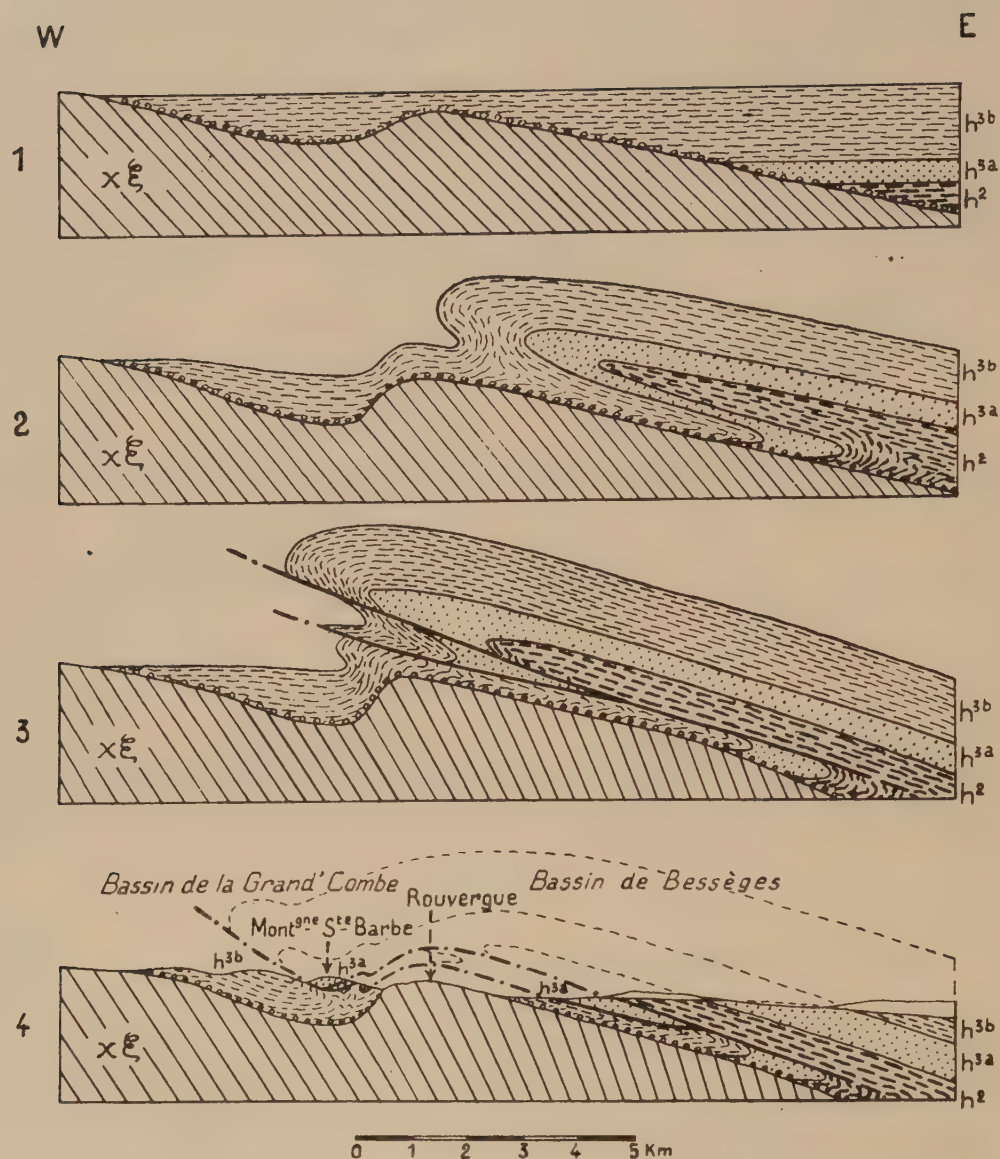


Fig. 100. — Schéma de l'évolution stratigraphique et tectonique du Bassin houiller d'Alès
(en grande partie d'après G. LIVET)

1. — Sédimentation transgressive du Westphalien supérieur (h^2), du Stéphanien inférieur (h^{3a}) et du Stéphanien moyen (h^{3b}).
2. — Phase souple de la tectonique tangentielle post-stéphanienne.
3. — Phase cassante de la tectonique tangentielle post-stéphanienne.
4. — État actuel.

La deuxième observation, d'ordre purement structural celle-ci, est la distinction de deux styles tectoniques, peut-être concomitants à vrai dire, mais qu'il est commode de séparer pour présenter une esquisse claire (1) (fig. 100).

On peut admettre, en premier lieu, la formation d'un repli anticlinal ayant pris naissance dans les parties profondes du bassin, près de son actuelle limite orientale, puisque l'axe du pli comprend les couches westphaliennes qui n'existent pas plus à l'Ouest. Sous l'influence d'une poussée venant à peu près du SE, ce pli s'est déversé en direction du NW, par-dessus les couches stéphanien les plus récentes.

En second lieu, et probablement tout de suite après cette phase de style souple, la poussée continuant a provoqué des accidents cassants. Le flanc supérieur de l'anticlinal déversé est resté à peu près normal; par contre le flanc inverse, souvent étiré, a été le siège de deux ruptures majeures, l'une prenant naissance près de l'axe de l'anticlinal, l'autre près de l'axe du synclinal sous-jacent.

On arrive ainsi à obtenir la superposition, de haut en bas :

a) d'une première écaille, assez régulière, à matériel stéphanien inférieur (2) en surface, westphalien au-dessous.

b) d'une deuxième écaille beaucoup plus tourmentée, souvent discontinue, à matériel exclusivement stéphanien inférieur.

c) de terrains autochtones, parfois un peu rebroussés au-dessous des écailles, mais cependant assez tranquilles dans le synclinal de La Grand'Combe et seulement écrasés contre les bordures de terrains anciens. Le Stéphanien moyen y prédomine et ce n'est qu'au voisinage d'Alès qu'on y reconnaît aussi le Stéphanien inférieur.

L'âge de cette tectonique a déjà entraîné de nombreuses discussions.

Il est évident qu'on ne peut la mettre en parallèle avec le développement des nappes et écailles de la Montagne Noire ou du Vigan, puisque les plus récentes de celles-ci étaient en place avant le Stéphanien.

P. TERMIER et P. THIÉRY, très frappés par l'existence de chevauchements dans les terrains secondaires de la région d'Alès et notamment par les « klippes » urgoniennes du bassin tertiaire, avaient émis l'hypothèse que les charriages du Houiller étaient dus à la poussée d'une grande nappe alpine, venue au moins de 40 kilomètres à l'Est (vallée du Rhône) et pouvant même se rattacher aux « lambeaux » de Suzette et de Gigondas, bien au-delà du Rhône.

On sait qu'il ne reste rien de ces conceptions grandioses puisque le massif de Suzette est certainement enraciné sur place et que les klippes d'Alès ne sont pas les témoins d'une nappe.

Les charriages très modestes, quoique fort complexes, qui existent bien dans les terrains secondaires, ne peuvent expliquer la formation d'un pli tel que le Houiller de la Montagne de Saint-Barbe ait pu être amené à plus de 10 ou 15 kilomètres du lieu de sa sédimentation. En outre, il est évident que plissement et écaillage, puis érosion du Houiller, sont des phénomènes antérieurs à la transgression du Trias, qui recouvre indifféremment les accidents des terrains antérieurs. Les glissements locaux, avec rabotages partiels, se produisent régulièrement au-dessus du Trias, aussi bien dans cette région que dans celles que j'ai étudiées d'une façon plus approfondie au Sud des Cévennes et au Sud de la Montagne Noire.

En définitive, il semble indiscutable que les plis et recouvrements intéressant le Houiller du bassin d'Alès se sont produits entre la fin du Stéphanien moyen (derniers niveaux plissés) et le début du Trias (premiers niveaux transgressifs sur les plis). Il est impossible de préciser davantage ici et c'est par comparaison avec les régions voisines que nous tenterons de mieux localiser dans le temps la phase tectonique majeure du bassin d'Alès.

(1) Cette interprétation diffère un peu de celle proposée par G. LIVET, mais s'appuie néanmoins sur les nombreuses coupes de détail publiées par cet auteur.

(2) La zone 4 de P. BERTRAND est le niveau le plus récent qui soit conservé, mais on peut supposer que le Stéphanien moyen a été ici décapé par l'érosion et qu'on le retrouverait plus à l'Est sous les morts-terrains.

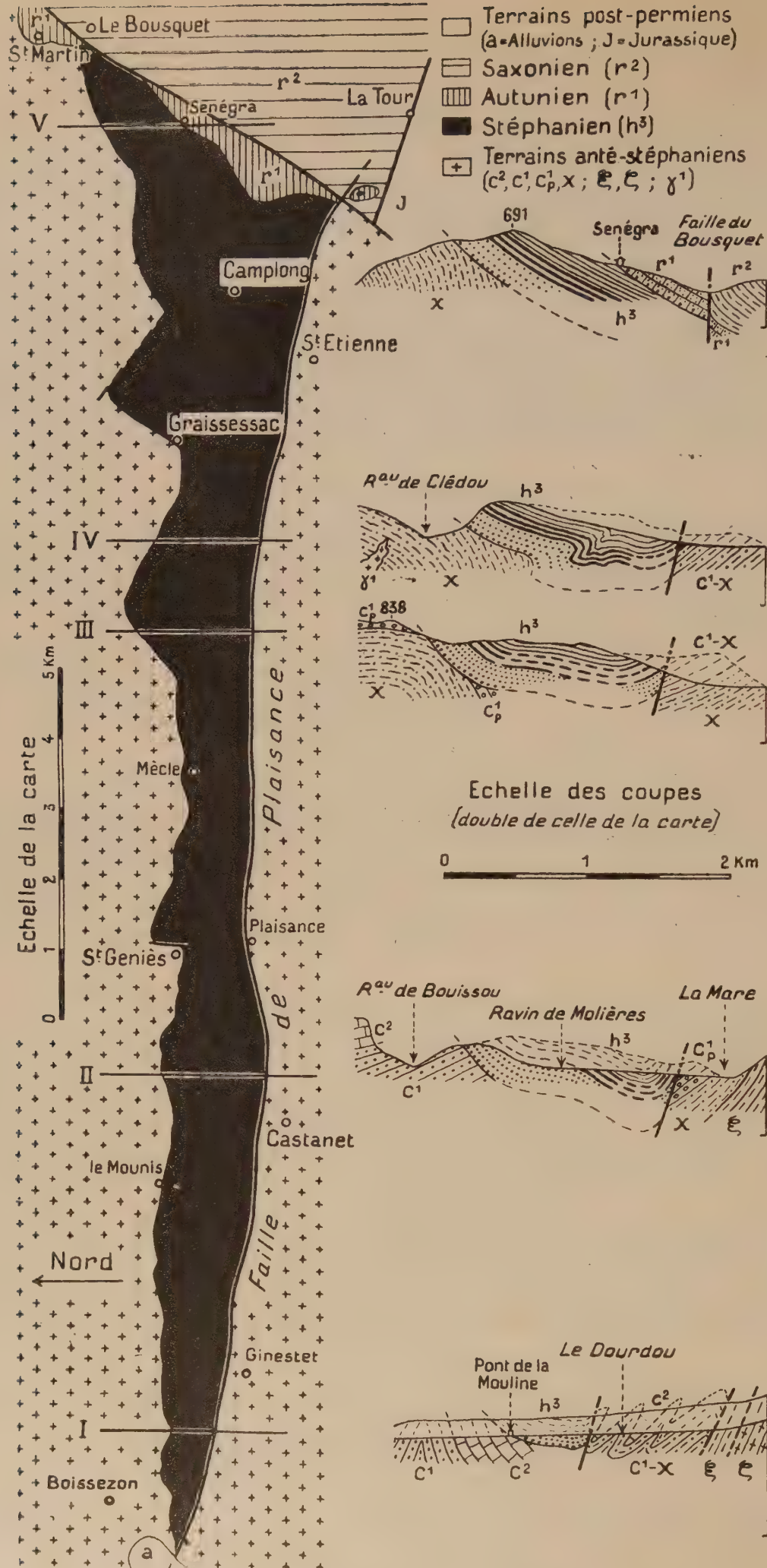


Fig. 101. — Le bassin houiller de Graissessac
(Carte au 1/80.000^e, coupes au 1/40.000^e)

2. — STRUCTURE DU BASSIN HOUILLER DE GRAISSESSAC (fig. 101).

Nous avons vu (p. 68) que la structure d'ensemble du bassin est relativement simple : synclinal, dont l'axe Ouest-Est plonge doucement vers l'Est, dont le flanc nord est généralement régulier, tandis que le flanc sud est limité par une faille parallèle à l'axe.

Les travaux d'exploitation ont mis en évidence, dans l'intérieur du bassin, quelques petites failles NW-SE, généralement de faible rejet, plus nombreuses seulement et de direction Ouest-Est au voisinage de la faille-limite du Midi.

Il existe, en outre, des ondulations transversales, divisant le bassin en une série de cuvettes, mal reliées les unes aux autres, et des ondulations longitudinales arrivant localement à former une petite crête anticlinale, qui peut se déverser au Sud, dans l'axe même du synclinal, aux environs de Nières (2 kilomètres Ouest de Graissessac).

Tout cela est cependant peu de chose et contraste avec les complications du bassin d'Alès.

L'âge du plissement du bassin est difficile à préciser. Pour M. THORAL [34], il s'agirait de mouvements datant de la fin de l'Autunien. Je ne crois pas qu'il en soit ainsi, puisque cet étage se montre transgressif dans l'Est, à la fois sur le socle et sur le Houiller, dont la position synclinale était par conséquent déjà réalisée. Néanmoins, le fait que la faille méridionale Ouest-Est a largement rejoué au Tertiaire pourrait porter à croire que le resserrement du bassin et les petits déversements qui en résultent auraient été sensiblement accusés à cette dernière époque.

3. — STRUCTURE DU BASSIN PERMIEN DE LODÈVE.

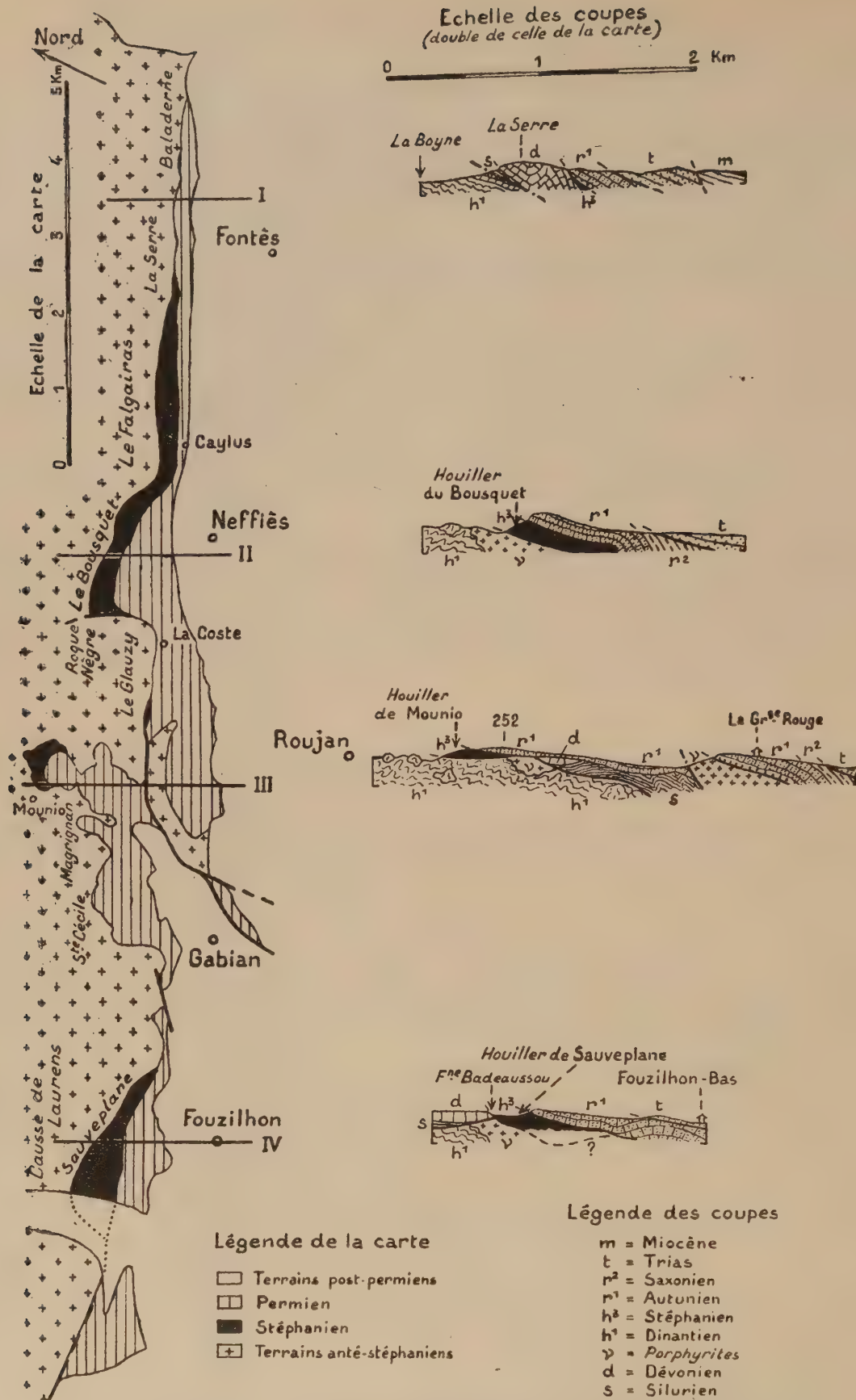
La structure du bassin permien de Lodève semble aussi relativement simple, mais il n'est pas impossible qu'une étude plus minutieuse des « ruffles » monotones, qui ont découragé tous les géologues, n'amène un jour à réviser partiellement cette opinion.

En gros, on observe le plongement régulier vers le SE des couches de la bordure occidentale, vers le Sud de celles qui affleurent au Nord, ces zones étant d'ailleurs les seules à renfermer de l'Autunien. Les pendages sont faibles, une dizaine de degrés au plus sur de très grands espaces, et seulement accusés jusqu'à 45°, avec de petites ondulations, autour des noyaux de socle ancien qui transparaissent entre Soumont et Saint-Jean-de-la-Blaquière.

Le plongement à dominance sud se poursuit très loin au delà de ce qui est actuellement le milieu du bassin, ou plutôt de l'affleurement. Ce n'est qu'au voisinage immédiat des failles méridionales et orientales que l'on trouve de vifs redressements et des plissements intenses, d'âge évidemment assez récent, pour la plus grande part tertiaire.

Le seul accident d'une certaine ampleur, qui intéresse transversalement l'ensemble du bassin est une faille SSW-NNE, visible depuis Villetelle, au SW de Merifons, jusqu'au Nord de Lodève et que j'ai reconnue d'abord par l'examen stéréoscopique des photos d'avion du Lodévois. Je propose de l'appeler « Faille d'Olmet », car elle passe à la bordure occidentale de ce village. Elle limite les terrains secondaires, dans la région de Brenas, mais est antérieure aux coulées basaltiques du Pliocène inférieur, qui la recouvrent.

Elle est intéressante par son parallélisme avec les failles bordières de l'Ouest du bassin (du Bousquet d'Orb) et de l'Est (prolongement du réseau de la Séranne), qui pousserait à lui assigner un âge « alpin » (Aquitanién ou même Pontien).



4. — STRUCTURE DU BASSIN STÉPHANO-PERMIEN DE GABIAN-NEFFIÈS (fig. 102).

Au Nord d'une ligne approximativement Est 25° Nord, passant à la limite méridionale des Causses de Laurens et du Falgairas, les sédiments stéphanien et permien reposent, soit proches de l'horizontalité, soit avec de faibles pendages, sur les terrains antérieurs (Ordovicien à Viséen) déjà disposés et érodés presque comme nous les voyons aujourd'hui.

Au Sud de cette ligne, les pendages SE s'accroissent au contraire vivement, jusqu'à 70° par endroits, soulignant ainsi le plongement brutal du massif ancien de la Montagne Noire sous les terrains secondaires et tertiaires.

Une telle disposition, sans doute accentuée lors des phases tectoniques récentes, était déjà partiellement réalisée à l'Autunien, puisque ces dépôts transgressent sur une surface notablement inclinée. Elle s'est accentuée surtout avant le Trias, dont le pendage est toujours inférieur à celui du Permien sous-jacent et qui recouvre à la fois, entre Fontès et Péret, l'Autunien redressé et son substratum des écaillés de Cabrières.

Il convient de rappeler, en outre, que le Stéphanien se présentait déjà en affleurements discontinus et partiellement érodés, avant la transgression autunienne. Il est même possible qu'il existe des accidents tectoniques post-stéphanien et anté-autunien, comme la faille qui limite à l'Ouest l'affleurement du Bousquet. Une coupe observée lors des anciens travaux miniers dans la région, et publiée par DE ROUVILLE (1), est aussi fort démonstrative à cet égard : le Permien recouvre transgressivement le Houiller, seul intéressé par deux failles de tassement, à plongement sud.

5. — LA SUCCESSION ET L'ÂGE DES PHASES HERCYNiennes POSTHUMES.

Si nous reprenons les renseignements fournis par l'étude stratigraphique des bassins carbonifères et permien et que nous y joignons ceux que vient de nous donner l'examen de leur structure, nous arrivons à la succession de phases suivante :

(a) [= (h) des phases hercyniennes majeures]. *Fin du jeu des grands décrochements subméridien*, ayant permis la localisation des dépôts du Westphalien supérieur.

(b) *Ondulation Ouest-Est*, ayant dessiné les « chenaux houillers » où se déposera le Stéphanien.

(c) *Légères ondulations*, suivies d'érosion, immédiatement avant le Stéphanien moyen.

(d) *Phase probable de plissement*, au Stéphanien supérieur, assurant la discontinuité de sédimentation sans doute dans tous les bassins, le resserrement entre les bords des « chenaux » et peut-être les charriages du SW vers le NE dans le bassin d'Alès.

(e) *Légères ondulations*, à diverses reprises, au cours du Permien (?).

(f) *Gauchissement* de tous les bassins, au Thuringien, motivant l'absence de sédimentation pendant la plus grande partie du Permien supérieur, l'érosion des dépôts antérieurs et la discordance de la sédimentation triasique.

Cette dernière phase pourrait être rapprochée de la classique phase palatine. Son ampleur est cependant assez faible, sans aucun doute, de telle sorte que les charriages d'Alès ne peuvent guère être attribués qu'à la phase anté-autunienne. Il y aurait ainsi, dans le Sud du Massif Central, une sorte de mouvement saalique précurseur, d'importance considérable, antérieur à la phase saalique post-autunienne classique, qui se réduirait au plus à de légères ondulations.

(1) Sur le Permien de l'Hérault, *B. S. G. F.*, (3), t. XVI, 1888, p. 357,

CHAPITRE XVIII

L'OROGENÈSE ALPINE

L'influence de l'orogénèse alpine (au sens large) sur le socle ancien ne peut être étudiée par les mêmes méthodes que celles qui ont permis de relever les traces des phases antérieures. Nous devrions notamment faire une large appel aux analyses morphologiques et retracer l'évolution des surfaces d'érosion de chaque période d'aplanissement, pour comprendre et dater exactement les gauchissements et les fractures qui les intéressent. Malheureusement, cette étude, qui mérite d'être développée sur des bases différentes de celles des géographes qui s'en sont occupés dans notre région, nous conduirait beaucoup trop loin et je me bornerai ici à dégager les faits principaux, sans entrer dans le détail des formes du relief.

1. — L'ÉVOLUTION DE LA MONTAGNE NOIRE ET DES CÉVENNES MÉRIDIONALES PENDANT LE SECONDAIRE ET LE DÉBUT DU TERTIAIRE.

A la fin du Primaire, il semble que les grandes lignes des régions méridionales du Massif Central n'étaient pas foncièrement différentes de leur état actuel. Il s'agissait d'un pays fort aplani par l'érosion antétriasique, mais qui présentait déjà le caractère d'un vaste bombement entre les zones qui devaient devenir d'une part le Bassin Aquitain, d'autre part le Bas-Languedoc, une dépression médiane se dessinant en outre à la faveur du tassement des bassins permians du Lodévois, de Saint-Affrique et de Rodez.

La transgression triasique s'est donc traduite par des dépôts relativement épais dans la bordure sous-cévenole, le Sud et l'Ouest des Causses Majeurs, ainsi que dans les Causses du Quercy, tandis que les sédiments appartenant à cette période sont extrêmement minces ou absents sur le haut-fond cévenol, le massif du Rouergue et la Montagne Noire.

Un fait important est l'absence de toute traces de Trias, ainsi d'ailleurs que d'autres sédiments du Secondaire, dans la bordure sud-ouest du Massif Central, depuis le dôme de la Grésigne jusqu'à la région de Saint-Chinian. C'est là une preuve de plus pour le prolongement, assez loin vers le SW, de l'axe métamorphique et de tous les chaînons plissés de la Montagne Noire, qui ne seront partiellement recouverts qu'au Tertiaire.

Pendant le Jurassique, les zones de hauts-fonds sont restées les mêmes. Bien que les Cévennes aient été recouvertes en totalité, la minceur des dépôts, les discontinuités et les remaniements fréquents sont toujours de règle. Une grande partie de la Montagne Noire a dû subsister à l'état d'île, ses bordures orientales, depuis le bassin de Saint-Affrique jusqu'à Saint-Chinian, ayant seules pu être ennoyées, et jamais sous de grandes épaisseurs d'eau, tandis que 1.500 mètres de dépôts s'accumulaient dans le centre du fossé des Grands Causses par exemple.

A la fin du Jurassique, le retrait des mers est absolument général, aucun sédiment crétacé n'étant connu entre le NW du Quercy et l'Est du Bas-Languedoc. Il semble que ce soit de cette époque et du début du Tertiaire, que date une deuxième grande phase d'aplanissement, intéressant à la fois les Causses et les massifs anciens.

Il convient de noter que cette surface d'érosion est évidemment très différente de la surface anté-triasique dans les zones où se sont déposées de grandes épaisseurs de terrains secondaires, tandis qu'elles sont sans doute très voisines dans les zones de hauts-fonds. On peut estimer notamment que, dans les Cévennes, la surface anté-triasique a seulement été ramenée au jour (fig. 103) et que, dans la Montagne Noire, une très faible tranche de terrains anciens a été décapée.

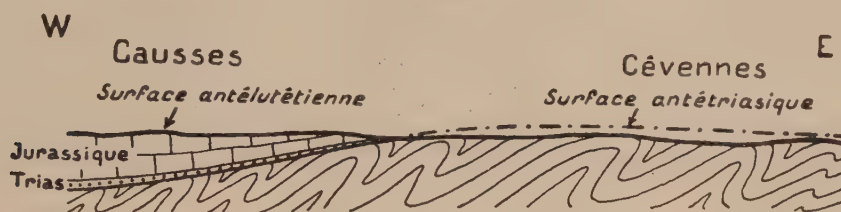


Fig. 103. — Schéma des relations entre les surfaces d'érosion dans l'Ouest des Cévennes

Probablement pendant cette période d'émersion crétacée, mais en tout cas pendant l'Éocène inférieur, les résidus des altérations superficielles se sont néanmoins accumulés en certains points. Les érosions ultérieures les ont éliminés de la plupart des zones sommitales, où ils n'étaient d'ailleurs probablement pas épais, mais le Sidérolitique qui parsème les Causses et les argiles à graviers abondantes dans l'Ouest de la Montagne Noire doivent leur être attribués.

La puissance considérable atteinte par ces dernières dans l'actuel sillon du Thoré (plus de 230 mètres au sondage du Bernazobre, près de Soual, dans son prolongement vers l'Ouest (1), indique que ce trait géographique a dû commencer à se dessiner à ce moment, de telle sorte que des gauchissements de direction Ouest-Est dans le socle datent d'au moins avant le Lutétien et remontent peut-être à la première phase pyrénéenne (Crétacé moyen).

Il est d'ailleurs possible que d'autres accidents, que nous décrirons comme tertiaires, soient dus également, au moins en partie, à de tels mouvements, mais l'absence de sédiments crétacés permettant de les dater empêche d'être affirmatif.

2. — LA TECTONIQUE TERTIAIRE DE LA MONTAGNE NOIRE (fig. 104 et 105).

L'accident tertiaire le plus remarquable de la Montagne Noire est la grande faille inverse, déjà pressentie par les géographes (2), dont F. ELLENBERGER (3) a donné une excellente description sous le nom de *faille de Mazamet*, alors que j'en effectuais le lever indépendamment de lui et que j'arrivais aux mêmes conclusions.

(1) L. MENGAUD. Deux sondages dans le Département du Tarn, *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXX, 1945, p. 16-20.

(2) Voir notamment la belle étude de A. DAVID [14], dont les conclusions ont été presque intégralement adoptées par H. BAULIG [1].

(3) Problèmes de tectonique et de morphologie tertiaires : Grésigne et Montagne Noire. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXII, 1938, p. 327-364, 9 fig.

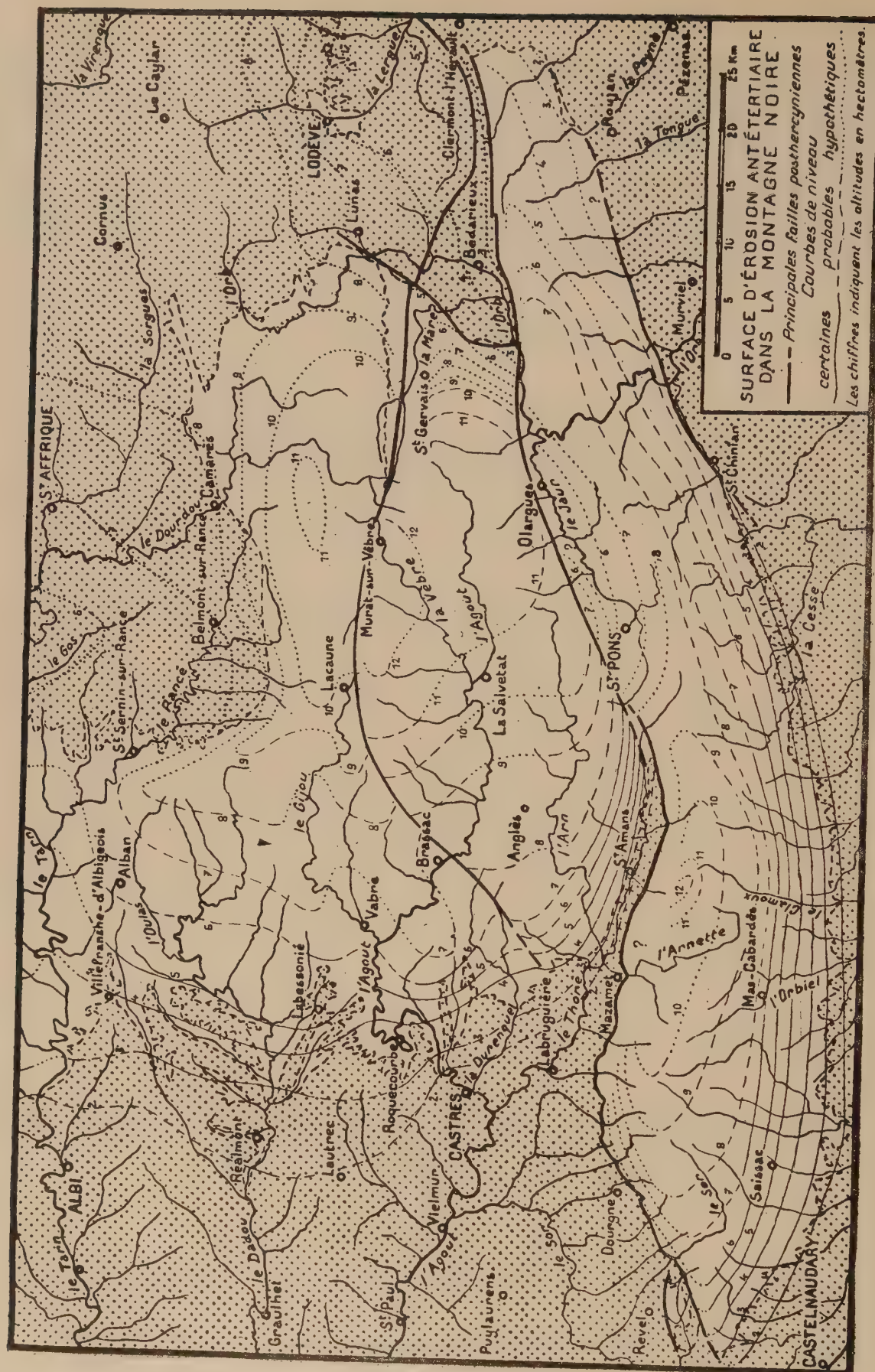


Fig. 104

Grâce à elle, la surface d'érosion antérieure au Tertiaire subit un rejet qui ne saurait être inférieur à un millier de mètres au NW de la Montagne Noire (s. s.). Émergeant d'au-dessous du Montien au Sud, vers 150 à 200 mètres d'altitude, cette surface s'élève progressivement jusqu'aux 1.210 mètres du Pic de Nore, par une pente moyenne de l'ordre de 6 pour cent (« Plateforme du Cabardès » de A. DAVID), pour se trouver ensuite brusquement reportée au voisinage du niveau de la mer, suivant la coupe de la fig. 105 a, dans le sillon du Thoré.

L'accident lui-même paraît présenter un plongement d'environ 60° vers le Sud ou le SE, ainsi que le soulignent la forme générale arquée, les rentrants dans chaque vallée, les injections de quartz et la schistosité due à l'écrasement en quelques points de la bordure des gneiss du massif de Nore, enfin les déversements des Monts du Sorézois.

Adoptant la terminologie de F. ELLENBERGER, nous dirons que l'on a affaire ici à un petit pli de fond tertiaire, dont la mise en place serait liée aux poussées pyrénéennes. Il semble que l'existence antérieure du sillon du Thoré, au moins sous forme d'un gauchissement à large rayon de courbure, ait motivé l'emplacement de la cassure. Mais son ampleur actuelle et son obliquité n'ont été obtenues que par une série d'à-coups tectoniques répétés, suivis d'érosions, avant le Bartonien, au Sannoisien, au Stampien et probablement à l'Aquitainien, ainsi que l'examen des sédiments de son front permet de le supposer.

Au Nord du Thoré, la surface de base du Tertiaire émerge à nouveau sous les argiles à graviers conservées dans le sillon (1) et s'élève doucement sur le massif de l'Agout, jusqu'à atteindre 1.000 à 1.200 mètres dans les Monts du Sud de Lacauze.

Il est alors très probable qu'elle se trouve dénivelée par la *faille des Monts de Lacauze* (200 mètres au plus), accident hercynien tardif dont le rejeu, certain dans l'Est, va en s'atténuant dans l'Ouest où les argiles à graviers d'Augmontel ne paraissent pas intéressées. Il semble que cette faille, généralement subverticale, ait parfois tendance à être inverse, de telle sorte qu'on pourrait aussi y voir l'accident frontal d'un « pli de fond » du massif de l'Agout, réplique très atténuée de celui de la Montagne Noire (s. s.).

En tout cas, la surface antétertiaire des Monts de l'Ouest de Lacauze est sensiblement gauchie et onduleuse, ainsi que E. RAMIÈRE DE FORTANIER l'a déjà souligné pour la zone proche du Castrais (2). Sa reconstitution est relativement aisée dans l'Ouest, où les témoins argileux sont nombreux, mais même dans l'ensemble des régions septentrionales et de l'Albigeois cristallin, où l'érosion n'a certainement enlevé qu'une très faible tranche dans les zones de plateaux, tous rougis par la « maladie tertiaire » sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur au-dessous de ce qui fut l'ancienne surface d'aplanissement.

Vers l'Est de la Montagne Noire, la structure se modifie. La faille de Mazamet paraît, en effet, s'amortir dans la région de Courniou où elle est relayée par la *faille de l'Espinouse*. Avant que j'aie reconnu la réalité de cette dernière, son existence probable avait aussi été admise par les géographes (3), tout le long du sillon du Jaur-Orb.

Il semble qu'il s'agisse d'une faille normale, peut-être reprise d'un accident hercynien tardif, mais qui a joué surtout au Tertiaire, son prolongement oriental (*failles des Aires et de Naves*) intéressant en effet le Jurassique, le Lutétien et, possiblement, le Pliocène inférieur.

Sur toute sa longueur, la faille de l'Espinouse a entraîné l'affaissement des régions méridionales à plusieurs centaines de mètres au-dessous de la surface du plateau de l'Agout. Par contre, le mouvement est inverse pour les failles des Aires et de Naves, bordures méridionales du fossé de Bédarieux.

(1) Il est assez surprenant qu'elles aient été confondues avec les gneiss par BERGERON, auteur de la première édition de la feuille de Castres.

(2) Observations sur les argiles éocènes du Castrais. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXIV, 1932, p. 445-454, 1 fig.

(3) Voir surtout : J. LE ROY. La Montagne de l'Espinouse, *Ann. de Géogr.*, t. XLIII, 1934, p. 236-254, 8 fig., 2 pl.



Fig. 105. — Coupes schématiques montrant le jeu des accidents tertiaires dans la Montagne Noire

Le tireté figure la surface d'aplanissement anté-éocène
Les terrains secondaires et tertiaires sont en pointillé

Si nous admettons que les failles de Mazamet, de l'Espinouse, des Aires et de Naves, malgré les relais et les petits décrochements qui motivent ces dénominations différentes, résultent du jeu d'un même accident majeur, visible sur une longueur de 120 kilomètres, tout se passe comme s'il y avait eu ondulation de la surface antétertiaire transversalement à l'accident : Au Sud, la Montagne Noire (s.s.) est relevée, puis les Monts de Pardailhan et de Faugères abaissés. Au Nord, l'Ouest du massif de l'Agout est abaissé, l'Est se relevant progressivement, puis l'enfoncement reparait et provoque le fossé de Bédarieux. Des points de rejet nul se localiseraient entre Labastide-Rouairoux et Courniou dans l'Ouest, près du Poujol dans l'Est (fig. 106).

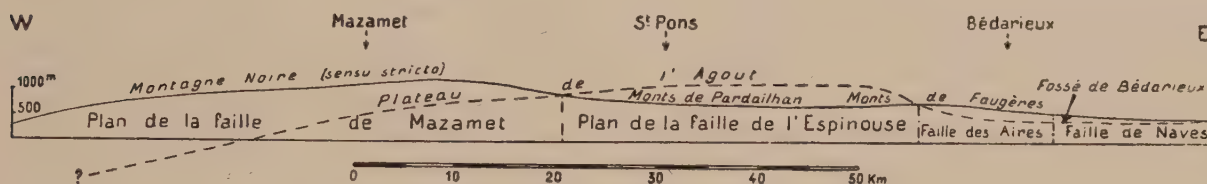


Fig. 106. — Coupe longitudinale schématique passant par le plan du système de failles de Mazamet, de l'Espinouse, des Aires et de Naves, et montrant les altitudes de la surface antétertiaire près de la lèvre sud (trait plein) et de la lèvre nord (trait tireté)

Nota : Les hauteurs sont multipliées par cinq.

Dans le Nord du massif de l'Agout, la faille des Monts de Lacaune devient la limite méridionale du bassin houiller de Graissessac (*faille de Plaisance*), dont le jeu, déjà antétriasique, s'est poursuivi dans le même sens au Tertiaire. Ainsi, l'Est du massif de l'Agout prend le caractère d'un horst typique, où des influences tangentielles n'apparaissent plus (fig. 105 b). Le prolongement de la faille, après un petit décrochement (*faille du Mas-Blanc*) a joué, par contre, en sens inverse et sépare le Permien du Lodévois du fossé de Bédarieux.

Plus au Nord encore, la *faille de Silvanès*, limite du bassin permien de Saint-Affrique affaissé au-dessous de la Montagne Noire, ne peut guère être datée car il n'est pas certain qu'elle dénivelle la surface antétertiaire.

Vers l'Est, existe un système très curieux de failles tournantes, qui accentuent pour une large part le plongement de la Montagne Noire sous le Larzac, le Lodévois et le fossé de Bédarieux. Ce sont les *failles du Col Notre-Dame et du Bousquet-d'Orb*, dont l'âge tertiaire relativement récent est démontré par le fait qu'elles décrochent les failles de Plaisance-Mas-Blanc et de l'Espinouse - Les Aires. Leurs lèvres étant cependant nivelées dans le Causse du Larzac, elles sont tout de même antérieures à la surface d'érosion, probablement pontienne, qui règne dans cette zone.

Un dernier accident important se trouve tout à fait au Sud de la Montagne Noire. Tandis que, dans l'Ouest, la base du Tertiaire transgresse avec une parfaite régularité sur le socle, en donnant dans le Minervois un relief de côtes remarquables, à partir de Saint-Chinian, la limite des terrains anciens devient anormale.

En effet, la faille WSW-ENE, déjà reconnue au village d'Assignan, se continue très nettement par Saint-Chinian, Prades, Causses-et-Veyran (1). Plus à l'Est, elle se devine jusqu'au Sud de Laurens, mettant tantôt le Permien, tantôt l'Eocène continental en contact avec le flysch viséen. Cependant, des cailloutis présumés pliocènes et du Miocène (Vindobonien) masquent en partie la limite.

(1) La 2^e édition de la feuille de Bédarieux est fort erronée dans cette région : Le Silurien figuré près de Saint-Chinian est en effet du Maestrichtien; celui des Troubadariés est en réalité de la dolomie hettangienne, tandis que celui de Prades est de l'Eocène continental. Les deux accidents : faille de Saint-Chinian (limite du socle) et faille frontale du chaînon plissé du Sud de Saint-Chinian, quoique localement parallèles, se distinguent toujours et n'interfèrent pas.

Plus loin, la faille n'apparaît plus, mais nous savons que, jusqu'au Sud de Péret, le Stéphanién ou le Permien qui bordent les terrains anciens sont nettement flexurés et plongent au SSE avec des pendages atteignant 70° par places, suivant une direction WSW-ENE très rectiligne, prolongeant la faille de Saint-Chinian. Le forage n° 24, effectué pour la recherche de pétrole près de Bastard, au Sud de Gabian, permet d'ailleurs de se rendre compte que, sur une distance de 2 kilomètres, le substratum de schistes gotlandiens passe de la cote +155 environ à la cote — 470 (1).

Cet accident, évidemment hercynien tardif, semble avoir joué surtout lors des plissements pyrénéens, mais il n'est pas impossible qu'il faille y distinguer des rejeux plus récents, car l'Helvétien semble parfois intéressé par lui. Dans tous les cas, le rivage miocène se trouvait sur son emplacement par moments, ainsi que le prouve le récif frangeant signalé par DEPÉRET à Autignac (2), ce qui serait difficile à concilier avec la facilité d'érosion du Dinantien situé au Nord, s'il ne s'était pas produit constamment un relèvement du socle ancien par rapport à la mer miocène. Celle-ci a bien laissé quelques dépôts plus au Nord, dans la région de Laurens, mais il semble qu'il ne convienne d'y voir que le résultat de brèves incursions sur une surface d'érosion beaucoup plus récente que la surface antétertiaire, largement entamée dans toute cette zone.

L'existence d'aplanissements sans doute pliocènes se reconnaît en de nombreux endroits de la Montagne Noire. DAVID a étudié ceux de la haute vallée de l'Arnette, qui recourent la surface antétertiaire du Cabardès, LE ROY en a décrit dans la vallée du Jaur, MOURÉ dans les Monts de Lacaune (3). Leur présence est plus évidente encore dans le SE où des cailloutis les fossilisent. Mais la synthèse de ces observations est encore incomplète et ne permet pas des conclusions tectoniques.

Je soulignerai un seul problème important : Le dépôt de cailloutis considérés comme pliocènes de Courbezou, localisé immédiatement au Nord de la faille des Aires-Naves et qui recouvre d'ailleurs le décrochement de La Braunhe, limite des deux éléments de cette faille, se situe entre les dépôts identiques conservés sur le Causse du Larzac (où on considère qu'ils peuvent appartenir tout aussi bien au Pontien qu'au Pliocène inférieur) et les dépôts plus méridionaux, comme celui de la longue vallée fossile Nord-Sud du Causse de Laurens.

Les hauteurs des Monts de Faugères rendent actuellement impossible la reconstitution d'un réseau hydrographique superficiel de direction Nord-Sud, mais il n'en a peut-être pas toujours été ainsi.

Dans cette hypothèse, il conviendrait d'admettre que la faille des Aires-Naves, certainement antérieure aux basaltes du Pliocène inférieur, aurait encore joué après le Pliocène le plus inférieur ou seulement le Pontien, à la dernière phase tectonique importante qui s'est fait sentir dans les régions méridionales de la France.

Comme conclusion à l'étude de la tectonique tertiaire de la Montagne Noire, il faut retenir que les mouvements du socle, sans doute liés à l'édification de la chaîne pyrénéo-provençale, ont provoqué la genèse d'un vaste horst, entre la faille de Silvanès, devant le bassin de Saint-Affrique au Nord, et la faille de Saint-Chinian, devant le Bas-Languedoc au Sud, un horst médian, correspondant au massif de l'Agout entre la faille des Monts de Lacaune et la faille de l'Espinouse, étant plus surélevé encore.

Dans l'Est, le horst médian passe, au contraire, à la zone déprimée du fossé de Bédarieux, tandis que les portions latérales (versant septentrional et versant méridional) restent plus longuement en relief.

(1) Cf. : L. BARRABÉ et D. SCHNEEGANS. Rapport d'ensemble sur le gisement pétrolifère de Gabian, Paris, 1935, p. 35.

(2) B. S. G. F. (3), t. XXV, 1897, p. 643.

(3) Le relief des Monts de Lacaune, *Rev. Géogr. Pyrénées et Sud-Ouest*, Toulouse, t. XI, 1940, p. 131-147, 4 fig., 1 pl.

Les lignes directrices, essentiellement Ouest-Est, de cette tectonique semblent constituer l'héritage d'accidents hercyniens tardifs, mais n'ont aucun rapport avec les directions hercyniennes majeures WSW-ENE, fréquemment recoupées. A l'exception du déversement de la bordure des Monts du Sorézois sur le Golfe tertiaire du Castrais, motivé par le pli de fond de la Montagne Noire (s. s.), les mouvements « alpins » au sens large n'ont entraîné aucune modification dans la structure hercynienne. La notion de « vieux bâti », induré et cassant sans se plier, autrement que par des ondulations à grand rayon de courbure, doit être conservée ici sans réserves.



Fig. 107

Dans les Cévennes méridionales, la reconstitution de la surface d'érosion antérieure au Tertiaire se montre si délicate qu'il n'est guère possible de tabler sur elle pour indiquer l'ampleur des mouvements post-hercyniens. Nous aurons donc recours seulement à l'étude des accidents qui intéressent la surface antétriasique, assez nette partout, soit que l'on possède des témoins triasiques conservés sur elle, soit que l'on reconnaisse la rubéfaction des schistes ou l'altération des granites qui lui sont subordonnés.

En dehors du décrochement NNW-SSE de Villefort, qui a rejoué comme faille tertiaire, en permettant le tassement des régions situées à l'Est (Cézarenque), tous les accidents du Pays cévenol et du Pays viganais gravitent autour de la direction Ouest-Est, avec tendance à se recourber vers le Nord dans l'Ouest, vers le Sud dans l'Est.

Sans entrer dans le détail de leur description, retenons qu'il s'agit toujours de failles subverticales, qui découpent la contrée en une série de horsts et de fossés parallèles. Les seuls horsts ayant quelque importance sont celui du Mont Lozère au Nord, avec son prolongement probable de Bonnevaux, surélevé de 500 à 1.000 mètres au-dessus des zones voisines, et celui du Mont Aigoual, qui s'atténue d'ailleurs rapidement dans l'Est.

Ce jeu de compartiments allongés de l'Ouest à l'Est se superpose au bombement général d'axe Nord-Sud qui a déjà été signalé. En outre, les bordures présentent quelques complications supplémentaires.

Dans l'Ouest, la limite du fossé des Causses offre la succession de trois ou quatre marches d'escalier subméridiennes, que l'on voit intéresser le socle ancien entre Meyrueis et Saint-Jean-du-Bruel.

Dans le Sud, le compartiment des Monts de Saint-Bresson est entièrement mis en valeur par un réseau de failles presque orthogonales.

Dans l'Est enfin, les accidents de la bordure sous-cévenole SSW-NNE, nombreux et compliqués, prennent fréquemment un caractère tangentiel. Des éléments du socle se trouvent entraînés dans leur jeu, dans la zone d'Anduze par exemple. En outre, il semble que les poussées vers l'intérieur du massif aient été assez fortes pour y provoquer non seulement des cassures et des courbures à grand rayon, mais même de véritables plis aigus, comme on peut en voir à la faveur des témoins triasiques des environs de Lassalle (1).

En définitive, la structure tertiaire des Cévennes méridionales paraît plus simple que celle de la Montagne Noire. Malgré un nombre supérieur de cassures, il ne semble pas qu'il s'y soit produit de pli de fond chevauchant autre que le petit accident d'Anduze. Par contre, la distinction entre le « vieux bâti » et les terrains de couverture ou de revêtement y est moins nette, puisque le socle se trouve lui-même localement plissé sous l'influence des fortes poussées SE-NW de la bordure sous-cévenole.

4. — LE JEU TERTIAIRE DU SOCLE ANCIEN DANS LES CAUSSES ET LE BAS-LANGUEDOC (voir la carte au 200.000^e).

L'examen des failles de la région des Causses prouve qu'il s'agit toujours d'accidents intéressant le tréfonds aussi bien que les terrains secondaires. Nous avons donc, par eux, quelques renseignements sur la tectonique posthercynienne du socle, même là où ce dernier n'est plus visible.

En gros, les failles du Sauveterre, du Méjan, du Noir et du Nord du Larzac se groupent suivant deux directions, l'une subméridienne, correspondant au rejeu du décrochement des Causses (voir p. 168) ou à des accidents parallèles liés à l'effondrement du fossé caussenard, l'autre Ouest-Est à WNW-ESE, qui nous intéresse surtout ici, car elles indiquent la suite des accidents des Cévennes.

En plan, des torsions importantes ne s'observent qu'au voisinage du décrochement, ainsi que nous l'avons déjà vu. En coupe, ces failles sont souvent subverticales et normales, mais souvent aussi fort inclinées et inverses, comme la faille Ouest-Est, accompagnée d'une zone de broyage, qui passe au Pas-de-Souci, dans les Gorges du Tarn. Il est donc permis de supposer qu'elles indiquent un jeu un peu oblique de compartiments du substratum, relevés et poussés au Nord.

(1) Ces témoins ont été figurés par Emilien DUMAS, sur sa carte du Gard. On ne s'explique pas leur omission sur les deux éditions de la feuille du Vigan au 80.000^e.

Leur continuation vers l'Ouest conduit au Déroit de Rodez, qu'avaient partiellement dessiné les sillons stéphaniens. Toutes ces failles du Nord des Causses et des Cévennes, comme une part de celles de la Montagne Noire, résultent donc probablement des rejeux tertiaires d'accidents déjà ébauchés par la tectonique hercynienne tardive. La grande faille Cernon-Arre confirme d'ailleurs ce point de vue.

Dans le Sud du Causse du Larzac, les failles se dirigent essentiellement de l'WSW à l'ENE, parallèlement à la bordure sous-cévenole. Sans doute, sont-elles parallèles aussi aux failles hercyniennes des Monts de l'Est de Lacau, mais, sauf dans des cas très rares, ces divers accidents semblent sans rapports, les failles des Causses s'amortissant assez vite dans le socle ancien. Je crois qu'il convient d'y voir des accidents purement tertiaires, nés sous l'influence des poussées SE-NW, intenses surtout dans la bordure sous-cévenole, mais qui ont entraîné ici encore de légers mouvements obliques.

Dans le Bas-Languedoc, le socle ancien, trop rarement atteint par les sondages, est certainement situé à une profondeur telle que les accidents superficiels peuvent être sans rapports avec sa structure. Cependant, des plis chevauchants Ouest-Est, comme celui de Montpellier et celui du Saint-Loup, laissent croire qu'il pourrait y avoir au-dessous d'eux des noyaux anciens ayant joué en pli de fond poussé au Nord, comparables à celui de la Montagne Noire (s. s.).

Les accidents ainsi orientés interfèrent avec ceux plus ou moins parallèles à la bordure sous-cévenole, qui paraissent habituellement plus récents. Il n'est cependant pas exclu que ces derniers intéressent aussi parfois le socle, surtout au voisinage d'Alès où leur ampleur est très considérable.

5. — LA SUCCESSION ET L'ÂGE DES PHASES ALPINES.

En l'absence quasi totale de sédiments tertiaires sur le massif ancien et sur la région des Causses, et sous réserve de précisions obtenues par une étude morphologique plus précise que celle que nous avons dessinée, il est à peu près impossible d'indiquer une succession et un âge rigoureux pour les jeux tectoniques du socle au cours du Tertiaire.

Les failles de Mazamet et de Saint-Chinian qui donnent seules quelques indications, prouvent l'influence de mouvements antérieurs au Tertiaire (phase pyrénéenne prémonitoire du Crétacé moyen ?), une surrection importante entre Lutétien et Bartonien (phase pyrénéenne majeure), des rejeux fréquents pendant tout l'Oligocène (phase alpine majeure) et, sans doute, de petits rejeux pendant le Miocène jusqu'au Pontien (phase alpine posthume ?).

L'essentiel des accidents se localise suivant des alignements Ouest-Est et Nord-Sud, prédestinés par la tectonique hercynienne posthume (sillons houillers et décrochements des Causses ou de Villefort), mais n'ayant guère de rapports avec la structure hercynienne proprement dite, les poussées toujours dirigées du Sud vers le Nord ayant produit en plusieurs points des petits plis de fond à tendance chevauchante.

Mais, il se surajoute d'autres accidents, nombreux surtout le long de la bordure sous-cévenole et dirigés, comme elle, du SW au NE. Ils paraissent indépendants de toute structure hercynienne, sauf peut-être de la phase majeure tangentielle, en ce sens qu'elle avait probablement dessiné une première fois le rebord du Massif Central. Leur jeu semble, en général, plus superficiel que profond, malgré des gauchissements du socle à leur voisinage. Ils paraissent aussi plus récents, leur début ne remontant peut-être pas au-delà de l'Oligocène.

QUATRIÈME PARTIE

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CHAPITRE XIX

L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA MONTAGNE NOIRE ET DES CÉVENNES MÉRIDIONALES

1. — L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE ANTÉHERCYNIENNE (Antécambrien à Viséen supérieur.
Tableau I et fig. 109).

L'existence de **terrains antécambriens** est certaine dans la Montagne Noire. Il se trouve, en effet, des formations sédimentaires au-dessous du niveau détritique grossier considéré comme représentant la base du Cambrien, dans les Monts du Sorézois et les Monts de l'Est de Lacau (Versant septentrional), dans les Monts de Saint-Gervais (Zone axiale non métamorphique), ainsi que dans la ride du Lodévois.

Il s'agit de schistes et de grès arkosiques, preuves de venues éruptives antérieures, probablement dans une zone située au NE de la Montagne Noire. Vers le haut de la série, se localise un mince banc calcaire discontinu, passant à des amphibolites dans l'auréole métamorphique du massif du Mendic et près des gneiss du Sorézois.

La présence de formations antécambriennes est très probable dans le dôme de Labessonnié et dans l'axe métamorphique de la Montagne Noire, mais le métamorphisme d'âge hercynien (et non antécambrien comme on l'avait cru), empêche d'avoir une certitude.

Il est enfin possible qu'il s'en trouve à la base des formations cambriennes du versant sud de la Montagne Noire, ainsi que dans les séries compréhensives de l'Albigeois cristallin et des Cévennes méridionales.

Les terrains cambriens, largement représentés dans la Montagne Noire et le Sud des Cévennes, où ils constituent les séries les plus complètes et les mieux étudiées de France, paraissent concordants avec l'Antécambrien.

L'existence d'une lacune à la base du Cambrien est cependant certaine dans le Sorézois, les Monts de l'Est de Lacau et le Lodévois, où le début du Cambrien se traduit par une nette transgression vers le Nord, sur des terres antécambriennes émergées.

Ces dernières ont été le théâtre d'un volcanisme subaérien (rhyolites et oligoclasites), ainsi que, probablement, de la mise en place du batholite granulitique du Mendic, pendant cette période d'émersion, qui pourrait indiquer une pulsation tectonique immédiatement précambrienne.

Quoi qu'il en soit, le Cambrien (daté seulement à partir du Géorgien moyen) représente un cycle sédimentaire complet, avec transgression croissante jusqu'à l'Acadien moyen, puis lente régression visible même dans les zones méridionales, de haute mer, où la continuité est peut-être assurée de l'Antécambrien à l'Ordovicien.

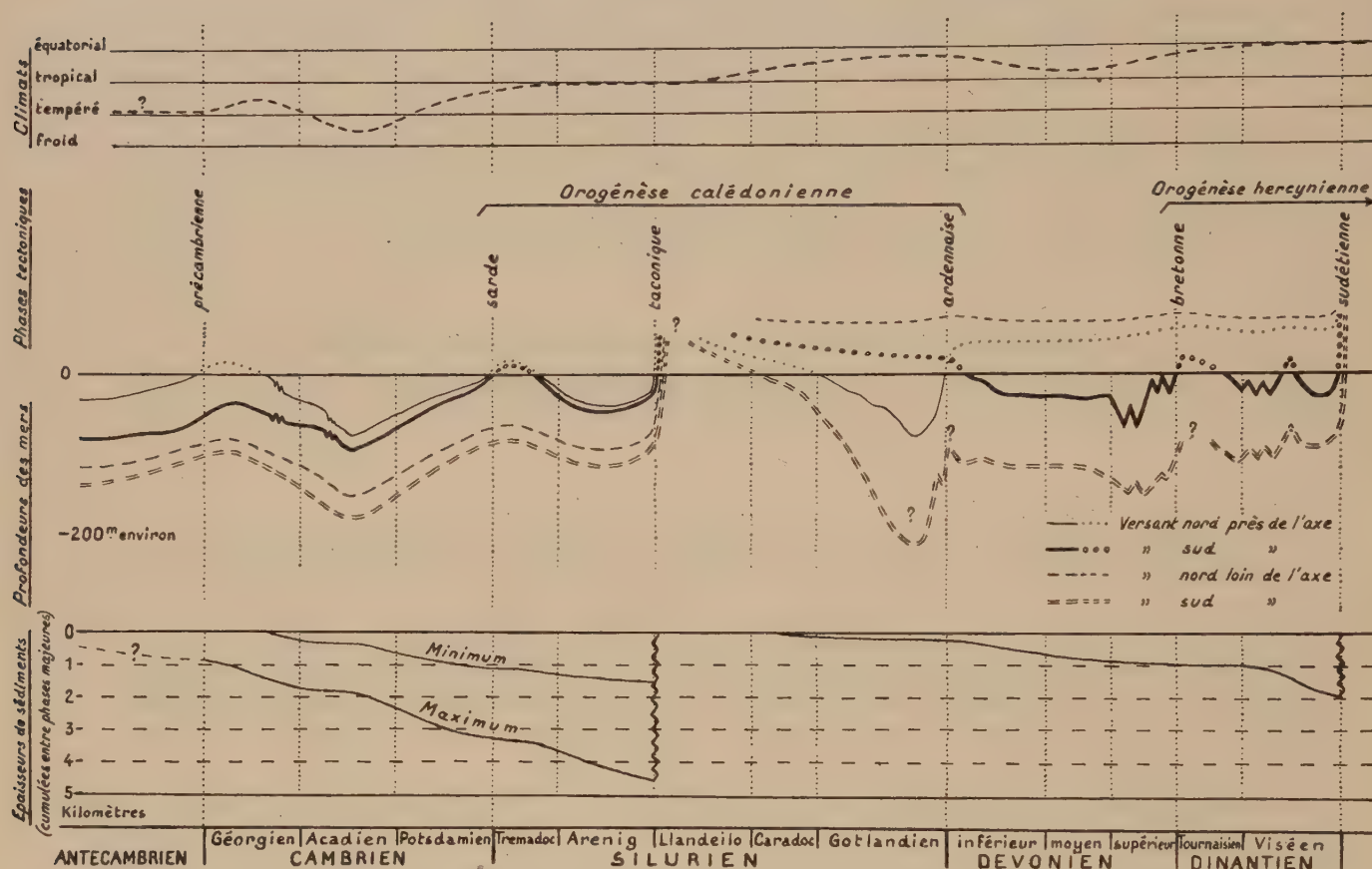


Fig. 109. — Epaisseurs de sédiments, profondeurs des mers, phases tectoniques et climats antéhercyniens

Néanmoins, il paraît évident que la mer n'a jamais été de grande profondeur. Les poudingues, puis les grès et schistes gréseux, toujours arkosiques, de la formation de Marcorry (Géorgien moyen), prouvent des conditions épicontinentales, à proximité immédiate de terres émergées. Les calcaires, fréquemment dolomitiques, à *Archæocyathus* (Géorgien supérieur-Acadien inférieur) ont dû se déposer pendant une période plus calme et peut-être plus chaude, mais pas nécessairement à un niveau bathymétrique plus bas. Seuls, les schistes versicolores à *Paradoxides* (Acadien moyen) traduisent une tranquillité plus poussée encore et, sans doute, des conditions de haute mer, loin des côtes éventuelles. Par contre, la formation schisto-gréseuse de Barroubio (Acadien supérieur — Potsdamien?) indique le retour à une situation très voisine de celle du début du Cambrien, l'abondance des sédiments siliceux laissant en outre supposer une mer plus froide, pauvre en carbonates.

La distinction de plusieurs types de faciès et le « dépliage » des nappes hercyniennes du versant méridional de la Montagne Noire ou du Sud des Cévennes permettent de constater que les terres émergées ou les hauts-fonds furent toujours voisins des affleurements actuels de l'Antécambrien et de la zone devenue plus tard l'axe métamorphique. Près d'eux, les sédiments ont une épaisseur assez réduite (de l'ordre de 500 à 1.000 m.) et ont davantage tendance à se montrer grossiers. On trouve aussi de faibles épaisseurs dans les régions les plus septentrionales et les plus méridionales, qui devaient être les plus éloignées du continent; mais la sédimentation y est plus fine et beaucoup plus monotone (réduction des faciès franchement gréseux et des calcaires aux dépens des schistes). Au contraire, les maxima d'épaisseurs (jusqu'à 3.000 m.) et la plus grande diversité des faciès s'observent dans les zones intermédiaires, où l'accumulation des dépôts devait entraîner le jeu d'une certaine subsidence.

Le **Silurien** se décompose en deux cycles sédimentaires absolument distincts : le premier correspond à l'Ordovicien inférieur (Tremadoc à Arenig moyen), le second à l'Ordovicien supérieur et au Gotlandien (Caradoc à Downton ?). Entre les deux, une lacune complète existe, probablement pendant l'Arenig supérieur, certainement pendant le Llandeilo, époque de la phase orogénique calédonienne majeure pour la Montagne Noire.

Les terrains du premier cycle sont largement représentés dans le Sud et dans le NE de la Montagne Noire, ainsi que dans le Sud des Cévennes méridionales, plus douteusement, mais avec une grande probabilité, dans les séries compréhensives de l'Albigeois et du Pays cévenol.

Les terrains du second cycle sont cantonnés dans le versant méridional de la Montagne Noire, à l'exception du témoin gotlandien très énigmatique de Murasson, dans le versant nord. En tout cas, il est certain qu'il ne s'en trouve pas ailleurs.

a) Le cycle ordovicien inférieur. — Dans les régions où l'on connaît bien le Cambrien supérieur, il semble que la sédimentation s'est continuée régulièrement du Potsdamien au Tremadoc. Cependant, lorsqu'on déplie les nappes du versant sud de la Montagne Noire et du Pays viganais, on constate que le lieu de cette continuité probable se trouve toujours assez éloigné des zones émergées et correspond à peu près à la région subsidente du Cambrien.

Au contraire, dans les rares points où l'on observe le Silurien plus près des zones émergées ou de hauts-fonds, il semble que le Tremadoc inférieur soit absent et que les niveaux plus récents transgressent sur des terrains cambriens d'âges variés. Dans cette hypothèse, il y aurait eu régression et sans doute léger plissement suivi d'érosion entre Cambrien et Silurien, lors de la phase sarde de l'orogénèse calédonienne, ici simple pulsation prémonitoire assez localisée.

Quoi qu'il en soit, la transgression modérée de l'Ordovicien est certaine, avec des faciès détritiques schisto-gréseux très analogues à ceux du Cambrien supérieur. Les sédiments grossiers deviennent même localement prédominants au début de l'Arenig moyen (Grès à Lingules), peut-être déjà régressif.

Il est donc probable que la mer était toujours peu profonde et proche des rivages où des fleuves charrieurs entraînaient d'abondants résidus. Cela est vrai surtout pour les dépôts gréseux, mais même pour les schistes à amandes quartzseuses ou nodules à structure cône-in-cône de l'Arenig, dont la plupart demeurent des microquartzites.

Après le climat froid du Cambrien supérieur, il est permis de songer à un climat tempéré chaud, avec averses violentes expliquant les transports fluviatiles et des saisons sèches permettant la genèse de terres rouges continentales qui, après remaniement, auraient donné leur couleur typique aux sédiments marins du Tremadoc et de l'Arenig.

La puissance de cette formation schisto-gréseuse est difficile à évaluer, en raison des nombreux replis que la tectonique hercynienne lui a fait subir. Des valeurs de l'ordre de 1.000 à 1.500 m. paraissent un minimum.

b) L'orogénèse calédonienne. — La lacune du Llandeilo et les différences dans la répartition géographique des sédiments du premier et du second cycle siluriens s'expliquent par une période de plissements représentant la phase taconique dans la Montagne Noire.

Ces plissements furent beaucoup plus intenses qu'on ne le soupçonnait antérieurement et d'amplitude à peine inférieure à ceux décrits dans les Ardennes par exemple. On les observe bien dans les Monts du Minervois, où plusieurs axes anticlinaux, légèrement poussés au Nord et dont la direction axiale semble être Ouest-Est, ont été arasés jusqu'au Cambrien inférieur, avant la transgression du Caradoc.

Malheureusement, on ne peut rien dire sur ce qui s'est passé dans la plus grande partie de la Montagne Noire ni dans les Cévennes, où le métamorphisme et la tectonique hercynienne masquent tout diastrophisme antérieur. Il est seulement vraisemblable que, dans le versant méridional, les plis calédoniens francs soient plutôt localisés au voisinage du socle ancien, tandis que les zones éloignées auraient été à peine gauchies.

Aucun métamorphisme ni aucune venue éruptive ne paraissent liés d'une façon incontestable à cette phase orogénique.

c) Le cycle ordovicien supérieur - gotlandien. — Avec le Caradocien, commence une transgression remarquable : La mer, venant de l'extrême Sud, s'avance sur les plis calédoniens érodés, mais reste encore assez méridionale. Elle dépose des poudingues et grès grossiers à ciment ferrugineux, qui montrent un échantillonnage de tous les terrains antérieurs, Antécambrien probablement compris, et laissent croire que la pénéplaine post-calédonienne était soumise à un climat tropical à saisons alternantes (latéritisation). Les faciès sont identiques d'un bout à l'autre du versant méridional de la Montagne Noire, ce qui confirme à la fois la totalité de la régression du Llandeilo et le degré avancé de l'aplanissement post-calédonien.

La mer ashgillienne marque une nette progression vers le Nord et l'avancée devient plus grande encore au Gotlandien, où les terres émergées de la zone axiale ont dû être partiellement dépassées (Gotlandien de Murasson dans le versant septentrional). Les faciès se diversifient, en liaison avec les profondeurs marines variables : Tandis que l'Ashgillien paraît schisto-gréseux en direction des côtes, il s'enrichit en plaquettes calcaires vers le Sud. Quant au Gotlandien, il est essentiellement calcschisteux près des côtes et passe au faciès classique de schistes fins, noirs, à rares bancs calcaires, vers la haute mer.

La température était sans doute toujours élevée, comme le prouveraient les fossiles à test épais, les oolites ferrugineuses de la base du Gotlandien et les sédiments riches en matière organique, cause de la couleur noire et de la genèse de pyrite dans les schistes ampéliteux, dépôts de mer calme, mais pouvant provenir de l'entraînement au large de vases analogues à celles des mangroves subéquatoriales actuelles.

Sous quelque faciès qu'ils se présentent, les sédiments du cycle ordovicien supérieur-gotlandien sont peu épais. Ils ne dépasseraient guère 200 mètres environ.

Avec le **Dévonien**, il est difficile de dire si l'on a affaire à un nouveau cycle sédimentaire ou seulement à la continuation de la transgression précédente.

Le fait est que le Dévonien n'est connu que dans le versant méridional de la Montagne Noire et dans un affleurement infime de la nappe du Vigan. Il y aurait donc régression par rapport au Gotlandien dans le versant septentrional (sauf si l'on admet la bien improbable érosion totale d'un Dévonien anciennement présent). De même, le Gotlandien supérieur manifesterait des tendances régressives dans l'Est du versant méridional, au point que, sous réserve d'étirements tectoniques fort vraisemblables, le Ludlow supérieur, le Downton et la base du Dévonien n'y seraient pas représentés.

Par contre, dans l'Ouest et le centre du versant méridional, ainsi que dans le Pays viganais, la continuité paraît assurée ou bien la transgression est évidente.

Peut-être convient-il donc d'admettre, entre Gotlandien et Dévonien, l'existence d'une brève pulsation calédonienne posthume (phase ardennaise), qui n'aurait pas été sensible partout.

En tout cas, lorsque le Dévonien est transgressif sur la pénéplaine post-calédonienne, il débute par de minces niveaux détritiques (sables et graviers, quartzites encrinétiques, « mur quartzeux »), pour devenir rapidement calcaire et le plus souvent dolomitique. La mer du Dévonien inférieur, sans doute chaude, s'avancait par conséquent sur une large plateforme continentale peu profonde, devant des reliefs adoucis, d'où ne provenaient que des apports détritiques réduits.

Au Dévonien moyen, la profondeur ne devait guère être supérieure et les faciès calcaires, à demi récifaux, restent de règle. On peut cependant soupçonner quelques brefs apports d'argiles latéritiques, colorant de rares lits du Givétien.

Au Dévonien supérieur, les faciès se diversifient un peu. Le Frasnien, plus schisteux partout, indiquerait le maximum de la transgression, tandis qu'une tendance régressive est nette dans le Famennien proche des terres émergées. L'instabilité du fond marin semble alors devenir constante dans cette zone, avec genèse développée de calcaires noduleux très fossilifères (griottes), interruptions de sédimentation, niveaux remaniés, horizons rouges trahissant des apports latéritiques généralisés. Au contraire, les régions les plus méridionales, proches de la haute mer, restent calmes et plus profondes, avec des calcschistes fins et même de vrais schistes, presque dépourvus de fossiles.

La puissance totale des formations dévoniennes, essentiellement calcaires, paraît être de l'ordre de 600 à 750 mètres.

Le début du **Dinantien**, connu seulement dans le SE de la Montagne Noire, correspond à l'accentuation de l'instabilité, au point qu'une large émergence des régions septentrionales du versant sud est assurée. On peut considérer qu'il s'agit là d'un mouvement hercynien précurseur (phase bretonne), sans plissement véritable, mais plutôt de caractère épirogénique très adouci.

Des venues granitiques, puis des éruptions andésitiques et dacitiques paraissent dater de cette époque, tandis que des dépôts de manganèse dans les cavités karstiques des Causses dévoniens résultaient d'une latéritisation superficielle.

Au Tournaisien supérieur — Viséen inférieur, sans discordance décelable, la sédimentation marine reprend brusquement, avec 30 à 60 m. de schistes et lydiennes à nodules phosphatés, puis de calcaires noduleux et de calcschistes analogues à ceux du Dévonien supérieur, tous sédiments qui ne semblent pas correspondre à des profondeurs notables, contrairement à ce qui a été dit par les auteurs antérieurs. Vers le large, au Sud, les dépôts sont toujours uniquement calcschisteux ou schisteux et la continuité de sédimentation entre Dévonien et Dinantien demeure vraisemblable.

Le reste du Viséen se présente sous le faciès « culm », formation monotone dans ses variations continuelles : schistes, grès plus ou moins grossiers, poudingues, lits de calcaires gréseux et, pour finir, des récifs isolés de calcaires massifs.

La mer n'avait certainement qu'une très faible profondeur et la sédimentation constamment troublée se faisait près des côtes, dans une zone subsidente qui explique les grandes épaisseurs obtenues (un millier de mètres ?), sous un climat probablement équatorial.

Les pulsations orogéniques, commencées au Dévonien supérieur et accusées au Tournaisien inférieur, ne semblent avoir jamais cessé. La plus importante de ces phases hercyniennes prémonitoires daterait à peu près du milieu du Viséen. Elle aurait entraîné une émergence au moins partielle, suivie d'érosion, puisque des sédiments du Dinantien inférieur se trouvent remaniés dans les poudingues intra-viséens.

Le Dinantien se termine en tout cas par une brusque et totale régression, qui clôt définitivement l'histoire des mers primaires.

2. — L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE HERCYNIENNE (Westphalien. Tableau II et fig. 110).

Un premier épisode orogénique, paraissant avoir été de faible ampleur, et qui pourrait tout aussi bien correspondre à la phase calédonienne qu'à une phase hercynienne prémonitoire, a précédé le métamorphisme général, générateur des schistes cristallins, passant aux granites d'anatexie, au Sud du Massif Central.

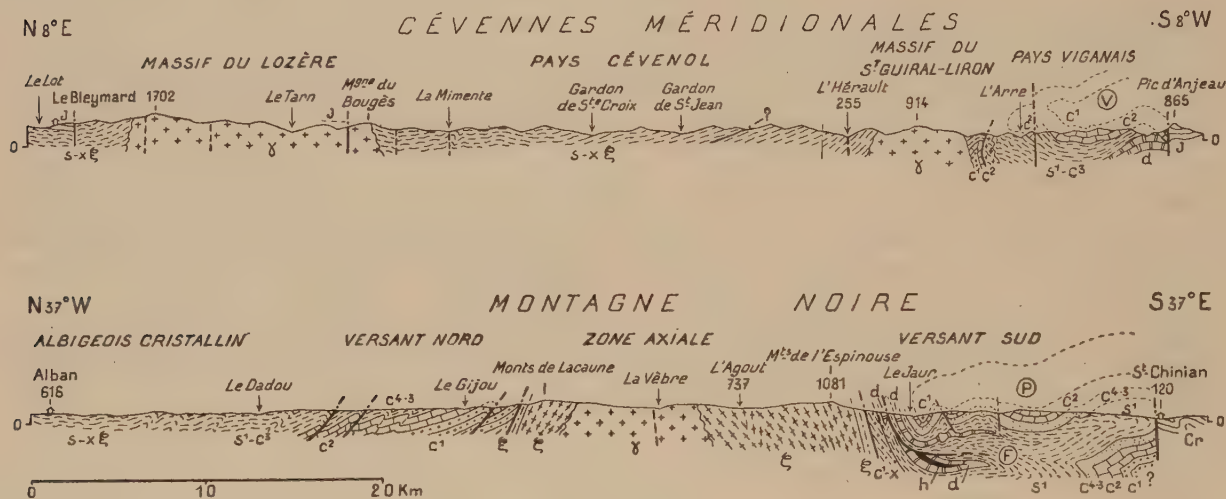


Fig. 110. — Coupes demi-schématiques de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales.

Cr = Crétacé	h = Dinantien	c ⁴⁻³ = Cambrien supérieur	X = Antécambrien	ξ = Micaschistes
J = Jurassique	d = Dévonien	c ² = Cambrien moyen		ζ = Gneiss
	s ¹ = Ordovicien	c ¹ = Cambrien inférieur		γ = Granite

F = Nappe de Faugères (inférée sur cette coupe); P = Nappe de Pardailhan; V = Nappe du Vigan.

Sans que l'on puisse rien affirmer, il est possible que ce dernier phénomène ait commencé avant la fin du Viséen. En tout cas, la *première phase majeure* (sudétienne ?) entre Viséen et Westphalien inférieur (Namurien), s'est traduite par des plissements accusés, avec des sens de poussée sans doute vers le Sud ou le SE, postérieurs au métamorphisme général. Il convient apparemment de leur attribuer les plis des Monts de Lacauene et du Pays cévenol.

L'évolution tectonique s'est poursuivie dans ces régions en produisant dans le même sens le départ en écaillés assez nombreuses (jusqu'à 5) et de peu d'amplitude (2 kilomètres au maximum), bien que suivables sur des distances notables (15 à 60 kilomètres), en même temps que les magmas granitiques s'élevaient localement et s'injectaient dans les sédiments à la faveur des accidents dont le jeu s'est terminé après achèvement de leur mise en place.

Un épisode de distension postérieure a cependant permis encore la venue filonienne de granulites-pegmatites et d'aprites, dans les massifs granitiques et gneissiques, ainsi que, peut-être un peu plus tardivement, de microgranites-rhyolites et d'injections lit-par-lit (Cézarenque) dans les séries sédimentaires.

Une *deuxième phase majeure*, qui n'est peut-être pas absolument indépendante de celle qui précède immédiatement, a entraîné la genèse de nappes — plis couchés, poussées vers le Nord ou le NNW, avec des déversements de l'ordre de 20 à 30 kilomètres dans le versant méridional de la Montagne Noire et le Pays viganais (Nappes de Pardailhan, de Faugères et du Vigan). L'écrasement local des granites et des gneiss, ainsi que l'achèvement des injections granitiques, paraît lié à ces accidents de grand style.

Comme pour la première phase, l'évolution tectonique sous l'influence des poussées initiales ne s'est pas arrêtée brusquement. Les séries renversées ont été replissées, d'abord d'une façon simple, puis avec le départ en écaillés glissées vers le Nord ou le NNW en plusieurs endroits et des surdéversements au voisinage de la zone des racines, qui semble correspondre à la région de subsidence maxima au cours du Cambrien, du Silurien et peut-être encore des époques ultérieures.

Il est possible que l'orogénèse hercynienne ait alors marqué un temps d'arrêt, pendant lequel on doit supposer la mise en place d'une grande part des dolérites et lamprophyres filoniens variés, dont certains paraissent cependant déjà antégranitiques et dont d'autres se formeront plus tardivement, jusqu'au Stéphanien moyen. En tout cas, la chaîne à peine née était en proie à l'érosion et un aplanissement relatif a dû se réaliser rapidement.

La preuve nous en est fournie par le style très spécial des accidents auxquels a donné lieu une *troisième phase importante*, encore antéstéphanienne, probablement même antérieure au Westphalien supérieur. Les poussées, toujours dirigées vers le Nord ou le NW, ont entraîné, dans le SE de la Montagne Noire, la genèse des écaillés de Cabrières, caractérisées par le « rabotage basal » d'éléments ayant progressé, grâce à une « semelle » schisteuse ordovicienne, sur les terrains dévoniens et dinantiens renversés de la nappe de Faugères.

Depuis la formation des grandes nappes de la deuxième phase majeure, jusqu'à la fin de la troisième, un dernier type d'accident n'a cessé de se développer : ce sont des décrochements de direction subméridienne. On peut supposer que les poussées essentiellement Sud-Nord voyaient leur jeu partiellement bridé par l'existence de noyaux résistants un peu obliques, comme l'axe métamorphique de la Montagne Noire, dont les prémisses de la mise en place doivent remonter au début de la deuxième phase. Il en est résulté des cassures, avec jeu horizontal tel que chaque élément oriental était reporté plus au Nord que l'élément occidental voisin. Au début, les accidents furent nombreux et de peu d'ampleur; puis, le matériel plissé devenant de plus en plus rigide, les cassures fonctionnelles se raréfièrent, tandis que leur jeu allait en s'amplifiant, jusqu'à ce que les deux plus importantes, celle des Causses, séparant le bloc de la Montagne Noire de celui des Cévennes méridionales, et celle de Villefort, séparant les Cévennes méridionales des Cévennes médianes, se traduisent par des décrochements variant entre 8 et 15 kilomètres (1).

Avec le terme de ces rejeux, semble s'achever l'histoire de l'orogénèse hercynienne majeure. Le pays, partiellement aplani, allait pouvoir supporter une sédimentation lacustre dans des dépressions clairsemées, dont on peut supposer que les premières, datant du Westphalien supérieur à Albi et Alès, voyaient leur localisation due aux décrochements dont il vient d'être question.

(1) Un mouvement identique se produisait sans doute symétriquement dans l'Ouest, avec la genèse du Grand Sillon houiller.

3. — L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE POSTHERCYNIEUNE (Stéphanien à Quaternaire).

Les sédiments stéphanien se sont accumulés dans des sillons de direction Ouest-Est, résultant sans doute de nouvelles ondulations à grand rayon de courbure, dans tout le domaine de la chaîne hercynienne érodée du Midi de la France.

Aux pieds de reliefs déjà sensiblement atténués, s'égrenaient de nombreux petits lacs, peut-être reliés les uns aux autres, mais dans lesquels des torrents édifiaient de puissants cônes de déjection qui pouvaient contribuer à leur discontinuité. Une période d'érosion maxima, probablement consécutive à de nouvelles pulsations orogéniques, se localise à la base du Stéphanien moyen; mais la sédimentation lacustre paraît s'être poursuivie et même développée dans chaque bassin, avec l'accumulation des débris de la végétation équatoriale qui régnait sur les vastes terres émergées environnantes.

Une phase de plissement plus importante semble avoir provoqué, dans la plupart des bassins, si ce n'est dans tous, une interruption de sédimentation pendant le Stéphanien supérieur, le plissement des couches récemment déposées et même leur déversement sur 8 kilomètres environ, vers le NW, dans le bassin d'Alès.

Tout se passe comme s'il y avait eu surrection des régions méridionales et refoulement des eaux lacustres vers le Nord du Massif Central, où le Stéphanien supérieur est au contraire bien représenté.

Les terrains permien se sont alors déposés dans les bassins de subsidence lacustres, ou tout au plus lagunaires, correspondant aux zones affaissées de la pénéplaine. Souvent, celles-ci résultent de la continuation du jeu des sillons houillers, mais pas toujours, puisque le Permien couvre de plus grandes surfaces que le Stéphanien et reste parfois sans rapports avec lui.

Quoique transgressif et discordant, l'Autunien présente des faciès encore bien analogues à ceux du Houiller. On peut croire que le climat était toujours à peu près équatorial et que la matière organique jouait toujours un rôle considérable dans la sédimentation (niveaux bitumineux).

La phase tectonique saalique, si nette en d'autres régions, paraît réduite dans le Sud du Massif Central à de légères ondulations, car le Saxonien est toujours concordant sur l'Autunien et le faciès localement détritique de sa base s'explique surtout par une transgression sur les bords des bassins. Cependant, la fin de l'Autunien a été le théâtre de nombreuses injections et d'une sorte de métamorphisme quartzeux, avec minéralisations variées, dans lesquels il est permis de voir les dernières influences magmatiques importantes du cycle hercynien.

Le faciès « ruffes » ou « rougier » du Saxonien prouve une sensible modification climatique. Des fleuves assez charrieurs transportaient vers de grands lacs temporaires à contours peu définis les résidus superficiels de la pénéplaine posthercynienne, soumise sans doute aux influences latéritiques de conditions tropicales humides.

Au Thuringien, l'éloignement croissant de l'équateur conduit à des conditions tropicales sèches, mal reconnaissables d'ailleurs dans notre région où cet étage est quasi absent.

En effet, un nouveau gauchissement à très grand rayon de courbure semble s'être produit alors (phase palatine ?). Tout au moins, la sédimentation s'est interrompue et la totalité de la chaîne hercynienne a été en proie à un aplanissement extrêmement poussé (surface d'érosion antétriasique).

L'histoire géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales devient difficile à suivre et l'on doit se borner à noter quelques faits majeurs; presque toujours mal datés.

Au Secondaire, la mer triasique recouvre une grande partie des hauts-fonds cévenols, de l'Est et du Nord de la Montagne Noire, mais des îles nombreuses subsistent certainement. Au Jurassique, l'extension des terres émergées diminue sensiblement, quoique les vieux massifs n'aient jamais à supporter une tranche d'eau bien notable et qu'une grande partie de la Montagne Noire reste hors des flots. Par contre, le fossé des Causses s'accuse sur l'emplacement de l'ancien décrochement et efface de plus en plus les relations entre ses abords.

A la fin du Jurassique, l'émersion redevient générale et la mer crétacée subsiste seulement dans le Bas-Languedoc oriental. Le pays subit alors une nouvelle phase d'aplanissement très poussé (surface d'érosion antétertiaire et antélutétienne pour une part), bien que les mouvements crétacés de la première phase pyrénéenne aient sans doute provoqué quelques ondulations de direction Ouest-Est (sillon du Thoré).

Au Tertiaire, on reconnaît d'abord des accumulations continentales (argiles à graviers, sidérolitique) et lacustres dans les zones bordières du Castrais et du Bas-Languedoc, le seul épisode marin étant celui des calcaires à Alvéolines lutétiens du Minervois, terminaison orientale du long sillon aturien, aux pieds de la Montagne Noire. Puis les vicissitudes tectoniques reprennent, en liaison avec les diverses phases « pyrénéennes » et « alpines » du Lutétien supérieur, de l'Oligocène et du Miocène.

En règle générale, le socle ancien n'a joué qu'un rôle passif, en se faillant suivant des directions Ouest-Est perpendiculaires au sens des poussées, et accessoirement Nord-Sud, grâce au rejeu des décrochements primaires ou à des accidents parallèles (Grands Causses). Cependant, les blocs faillés ont localement produit de petits plis de fond chevauchant vers le Nord (Montagne Noire s. s., peut-être Monts du Sud de Lacaune, accidents des Causses et du Rouergue), tandis qu'ils se bornaient ailleurs à donner une marquetterie de horsts et de fossés (Est de la Montagne Noire, Cévennes méridionales).

Une direction SW-NE, pour une part plus récente et plus purement « alpine » que « pyrénéenne », se reconnaît enfin dans de nombreux accidents parallèles à la bordure sous-cévenole, où les efforts ont été tels que le socle lui-même a subi localement des plissements conformes à ceux de son revêtement sédimentaire.

Après chaque phase tectonique, l'érosion connaissait une active reprise, des surfaces miocènes et pliocènes se décelant notamment dans l'Est de la Montagne Noire, comme dans les Causses. Des rejeux de failles demeurent possibles jusqu'à l'extrême base du Pliocène, mais les venues basaltiques pliocènes et quaternaires, seules roches éruptives appartenant ici au cycle alpin, semblent postérieures aux derniers mouvements.

CHAPITRE XX

RÉSULTATS NOUVEAUX POUR LA CONNAISSANCE GÉOLOGIQUE DE LA MONTAGNE NOIRE ET DES CÉVENNES MÉRIDIONALES

On a coutume, à la fin d'une étude régionale de caractère synthétique, de préciser la part qui revient réellement aux recherches originales de l'auteur. J'ai cherché, autant que possible, à indiquer au début de chaque chapitre ce qu'avaient dit les géologues antérieurs et à rendre justice à leurs travaux, tout en soulignant mes observations personnelles. Me conformant à l'usage, je crois cependant utile de résumer ici les résultats nouvellement acquis, malgré les répétitions que cela entraîne.

En **Stratigraphie**, je n'ai pas eu à apporter de modification sensible à l'échelle établie, avec fossiles à l'appui, partiellement par MIQUEL et BERGERON, surtout par M. THORAL, Mlle CHAUBET et R. BÖHM. Ma contribution porte essentiellement sur l'étude des niveaux de passage entre les grandes formations déjà reconnues et des variations de faciès que présentent ces dernières.

Mon souci constant a été celui de la **Pétrographie sédimentaire**, proportionnellement moins fouillée que la Stratigraphie à caractère paléontologique, malgré les notes déjà importantes mais partielles de MM. MICHEL-LÉVY, THORAL et DREYFUSS, ainsi que de L. CAYEUX, sur ce sujet.

Les résultats principaux sont les suivants :

Reconnaissance de *nouveaux affleurements antécambriens* (Monts du Sorézois, Lodévois); précisions sur le matériel antécambrien et sur la *localisation des terres émergées avant le Cambrien* ou même avant l'Antécambrien récent (surtout dans le NE de la Montagne Noire).

Découverte du *poudingue de base de la transgression cambrienne* dans plus de régions qu'il n'était connu (Monts du Sorézois) et étude détaillée des constituants de ce poudingue (preuve du démantèlement d'édifices volcaniques superficiels : coulées rhyolitiques, d'édifices volcaniques de demi-profondeur : microgranites, mais non encore de massifs profonds ni de roches catamétamorphiques).

Démonstration de *la transgression qui s'est poursuivie au moins jusqu'à la fin du Géorgien dans certaines régions* (Monts de l'Est de Lacau), tandis que, pour la plupart des autres, la *continuité de sédimentation paraît établie depuis l'Antécambrien* (aucune discordance nette ne permettant de croire à une phase tectonique antécambrienne accusée).

Importance des *alternances de grès et de calcaires entre Géorgien moyen et Géorgien supérieur*, dont les variations de puissance, ainsi que les *variations de faciès des calcaires et du complexe calcarifère du Géorgien supérieur* s'expliquent en ramenant à leur place originelle les sédiments des écaillés du versant nord et les nappes du versant sud de la Montagne Noire : De part et d'autre d'une zone axiale où les dépôts sont peu épais, existent

deux zones subsidentes où les à-coups de la sédimentation sont fréquents et la puissance totale du Cambrien considérable; au contraire, vers le large, les faciès deviennent plus monotones et les épaisseurs plus réduites.

Précisions sur la *tendance régressive de la fin du Cambrien*, les conditions probablement climatiques étant différentes de celles de la phase transgressive (quasi absence de sédiments calcaires après le dépôt des sédiments schisteux fins du maximum de profondeur au Cambrien moyen).

Probabilité d'une discordance et d'une *phase d'émersion, suivie d'érosion avant la transgression de l'Ordovicien inférieur* (cette hypothèse étant aussi émise par M. THORAL, indépendamment et en même temps que moi), tout au moins dans une partie de la zone, axiale, tandis que la continuité paraît assurée dans les zones subsidentes et en haute mer.

Reconnaissance d'une très belle *transgression venue du Sud pendant le Caradoc, le Gotlandien et le Dévonien inférieur*, sur des terres entièrement émergées, plissées et pénéplanisées, sous climat tropical humide. M. THORAL en avait déjà observé les linéaments, mais la démonstration a pu en être faite grâce au « dépliage » des nappes du versant sud de la Montagne Noire, où ont été trouvés de nombreux affleurements nouveaux de Caradoc et de Gotlandien, et à la découverte du Dévonien jusqu'au Sud des Cévennes méridionales. Une mention spéciale doit être réservée aux calcaires en plaquettes à petites Encrines du Gotlandien ou Gotlando-Dévonien (datés par M. THORAL), dont j'ai pu établir la relative extension et les conditions littorales, par opposition aux schistes ampéliteux classiques à ce niveau, mais probablement sédimentés plus loin des côtes.

Existence de *zones de faciès variés pendant le Dévonien supérieur et le Dinantien*, les classiques calcaires noduleux (griottes) du Dévonien passant à des calcschistes vers la haute mer, les lydiennes et les calcaires noduleux ou en plaquettes du Viséen inférieur passant de même à des calcschistes et à des schistes vers la haute mer où la discontinuité de sédimentation admise pendant le Tournaisien devient douteuse. J'ai, en outre, établi que les faciès de calcaires noduleux et les lydiennes ne sauraient démontrer une grande profondeur de la mer et qu'il convenait plutôt d'y voir des dépôts troublés, soumis fréquemment à de petites émerSIONS ou tout au moins à des discontinuités de sédimentation, sans doute sous une faible tranche d'eau.

La synthèse stratigraphique est résumée dans le tableau I.

En *Pétrographie éruptive et métamorphique*, j'ai eu à discuter les travaux de BERGERON et MOURGUES, surtout de MM. MICHEL-LÉVY, THORAL et ROQUES, qui avaient largement déblayé la question, mais que j'ai entièrement reprise.

Je crois avoir montré que, sauf un léger métamorphisme antécambrien, probablement localisé dans le NE de la Montagne Noire, *la totalité de la formation des schistes cristallins appartient à la période hercynienne*, immédiatement avant les phases orogéniques majeures (entre Viséen supérieur et Westphalien supérieur), ainsi que l'avait dit BERGERON.

En règle générale, il ne semble pas qu'il ait lieu de distinguer, avec M. ROQUES, deux types de métamorphisme, l'un de tension, l'autre d'apport, car la discontinuité apparente, supposée due à un « front de migmatisation », résulte bien plus de la présence d'accidents tectoniques entre les gneiss et les schistes méso ou épimétamorphiques, accidents provoqués par leur jeu différentiel lors de l'orogénèse hercynienne ou même de l'orogénèse alpine.

Pour les roches dites éruptives, il convient bien d'admettre, avec M. MICHEL-LÉVY, *en premier lieu une phase antécambrienne* (que j'aurais tendance à rajeunir légèrement jusqu'au début du Cambrien), d'où résultent le massif granitique du Mendic, ses apophyses microgranitiques et le volcanisme essentiellement rhyolitique du Géorgien, *en deuxième lieu la mise en place de masses granitiques pendant la phase hercynienne*.

Pour ces dernières, je crois que la liaison est intime avec les schistes cristallins, car les gneiss passent au granite d'anatexie au cœur des massifs métamorphiques. *Les poussées orogéniques, ayant entraîné des pressions localisées considérables, ont permis la remise en mouvement de ces granites et leur montée en des points privilégiés, notamment à la base des écaillés et en liaison avec leur progression.* Le phénomène, quoique plus récent que le métamorphisme général antétectonique, lui est donc étroitement apparenté.

Ces « diapirs granitiques », dont la base se confond avec les gneiss fondants, tandis que le sommet présente tous les caractères d'une intrusion mi syntectonique, mi post-tectonique à bords francs, ne se voient bien que dans la Montagne Noire et ses abords. Il est cependant vraisemblable que les granites des Cévennes méridionales procèdent d'une même origine, mais les schistes cristallins hautement métamorphiques n'affleurent en aucun endroit et la liaison demeure hypothétique.

Au contraire, dans cette dernière région, ce sont les granites qui sont à l'origine des roches métamorphiques, d'un type, il est vrai, tout différent, que sont des *gneiss d'injection lit-par-lit*, déjà reconnus et bien décrits par FABRE dans la Cézarenque notamment, et que j'ai retrouvés en quelques autres points.

Les granites hercyniens et leur cortège filonien de microgranites, granulites, pegmatites aplites, kersantites, minettes, dolérites, et même de quartz, dont j'ai refait totalement l'étude, se sont mis en place pendant un temps assez long, souvent en liaison avec la tectonique. *J'ai prouvé qu'après un volcanisme surtout andésitique, il existait déjà de petits pointements granitiques au Viséen.* L'essentiel paraît cependant westphalien, mais les derniers filons sont stéphaniens et permien (voir tableau II).

Du point de vue tectonique les seules zones dont l'étude était relativement satisfaisante se situaient dans les Monts de l'Est de Lacau (M. THORAL) et dans les Monts de Cabrières (BERGERON), où l'on peut retenir aussi quelques travaux de MM. DREYFUSS et CHAZAN, ainsi que de Mlle CHAUBET.

Pour la description structurale régionale, j'ai repris entièrement la cartographie des terrains antétriasiques et, incidemment, des terrains plus récents. Mes levés, malheureusement effectués sur le mauvais fond topographique de la carte d'Etat-Major (amplification au 50.000^e) ou, tout au plus, sur les minutes en courbes de cette carte (pour les Monts du Sorézois, surtout les Monts de Cabrières et pour le Pays viganais), couvrent la totalité des massifs anciens sur les neuf feuilles de Sévérac (SE), Alès, Albi, Saint-Affrique, le Vigan, Castres, Bédarieux, Carcassonne (Nord) et Narbonne, ce qui représente plus de 7.000 kilomètres carrés et motive les dix campagnes qui furent nécessaires pour en venir à bout. La carte géologique au 200.000^e et les planches de coupes au 50.000^e jointes à ce mémoire schématisent les résultats obtenus.

Les conclusions de tectonique générale sont, les unes des confirmations de ce que BERGERON et M. THORAL avaient reconnu, sous réserve de quelques modifications, les autres absolument nouvelles.

L'essentiel de la structure de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales est dû à l'orogénèse hercynienne, mais l'orogénèse calédonienne avait eu auparavant un rôle non négligeable et l'aspect actuel résulte surtout de retouches alpines.

En premier lieu, l'orogénèse calédonienne m'est apparue comme localement beaucoup plus importante que ce que la qualification de « mouvement épirogénique » par M. THORAL laissait supposer. *Lors de la phase taconique, antérieure à la transgression du Caradoc, il y a eu de vrais plis, de style jurassien, au moins dans la zone bordière du versant méridional de la Montagne Noire, et, sans doute, des gauchissements très sensibles un peu partout ailleurs.*

En second lieu, *l'orogénèse hercynienne paraît se décomposer en une série de phases d'intensité variable* (voir tableau II) parmi lesquelles se dégagent trois phases majeures :

La plus ancienne s'est traduite par un plissement, suivi d'écaillage, avec poussées du Nord ou du NW vers le Sud ou le SE. Elle a donné sa structure au versant nord de la Montagne Noire (plis et écailles atteignant 60 kilomètres de longueur, avec des chevauchements pouvant dépasser sans doute 2 kilomètres, vus par M. THORAL dans les Monts de l'Est de Lacauene), ainsi qu'au Pays cévenol jusqu'un peu au Nord du Vigan (partiellement vu par M. DEMAY).

La deuxième a entraîné la genèse de grands plis couchés, véritables nappes de style souple, poussées cette fois-ci du Sud au Nord, et dont les flancs inverses atteignent une amplitude de plus de 25 kilomètres entre leur front et l'emplacement présumé des racines, sur une longueur d'au moins 150 kilomètres dans le versant méridional de la Montagne Noire (Nappes de Pardailhan et de Faugères) et dans le Sud des Cévennes méridionales (Nappe du Vigan).

Des nappes hercyniennes de style souple avaient été déjà décrites dans des formations cristallophylliennes (A. DEMAY pour la France), mais leur connaissance restait soumise à une grande part d'interprétation et d'hypothèses sur la genèse même des complexes métamorphiques. Dans le Sud du Massif Central, au contraire, les terrains primaires bien datés permettent d'aboutir à des certitudes et c'est la première fois que l'on peut affirmer l'existence dans la chaîne hercynienne de ce type d'accidents, qui paraissaient jusqu'à maintenant réservés à la chaîne alpine.

Sans doute, on se demandera si les déversements incontestables et bien visibles que j'ai signalés ne pourraient pas s'expliquer par une hypothèse moins inquiétante; si, par exemple, on ne pourrait pas enracciner les plis couchés plus près de leur front que ce que je propose. On voudra bien croire que j'ai envisagé d'autres solutions moins grandioses, mais elles se heurtent toutes à des impossibilités géométriques et aucun balancement de couche, plis en « éventail » ou en « blague à tabac », coincements de style « pyrénéen » plus ou moins problématiques, ne permettent, semble-t-il, d'échapper à la conclusion que j'expose ici (1).

La troisième phase majeure correspond à l'avancée vers le Nord de l'écaillage à rabotage basal, ou nappe de style cassant, de Cabrières, sur un pays en grande partie érodé. Quoique je considère que la masse du Pic de Bissous fasse partie de l'ensemble charrié, alors que les auteurs antérieurs admettaient son enracinement sur place, et que je propose des rapports structuraux assez différents, mes conclusions ne s'éloignent pas sensiblement de celles de BERGERON sur cette unité tectonique.

Un dernier groupe d'accidents, à ranger encore dans l'orogénèse hercynienne, mais à une époque tardive, alors que le matériel était déjà en grande partie « figé », consiste en une série de *décrochements de direction subméridienne* qui n'avaient jamais été vus (2). J'en ai découvert de nombreux dans le versant méridional de la Montagne Noire et dans le Pays viganais où plusieurs sont certainement liés à la fin de la progression des nappes devant un obstacle biais, qui les obligeait à se disloquer. Mais j'ai surtout émis *l'hypothèse d'un décrochement majeur séparant le bloc de la Montagne Noire de celui des Cévennes méridionales*, actuellement masqué sous le Jurassique des Causses et seulement visible au Nord, dans le Massif de la Margeride où M. LAPADU-HARGUES l'a retrouvé. Ce décrochement serait d'ailleurs très analogue à celui de Villefort, dans l'Est des Cévennes méridionales, déjà observé par FABRE, et dont j'ai précisé le trajet dans sa partie sud. Pour tous deux,

(1) Dans l'examen des six terminaisons périclinales des faux-synclinaux de la nappe de Pardailhan, que MM. CASTERAS, DENIZOT et THORAL ont bien voulu venir faire, il a été reconnu que quatre étaient en faveur de mon interprétation et deux neutres, l'une parce que les couches sont subverticales (Lucarnis), l'autre parce qu'elle est masquée sous le Tertiaire (Camplong). Par ailleurs, les relations entre la nappe de Faugères, le synclinal dévonien couché d'Olargues et la nappe de Pardailhan ont paru évidentes à mon maître M. FALLOT, lors de son passage, en ma compagnie, dans la cluse de l'Orb.

(2) Sauf l'un d'eux par VON GAERTNER, qui n'insiste d'ailleurs guère sur ces caractéristiques.

le bloc oriental serait reporté plus au Nord que le bloc occidental de 8 à 15 kilomètres, ce qui en ferait, avec le Grand Sillon Houiller, des traits majeurs de la structure du Massif Central.

Au sujet de la *tectonique hercynienne posthume*, du Stéphanien au Trias, ma part d'observations originales est plus réduite, mais j'insiste sur sa relative importance, en discutant notamment les résultats obtenus par M. LIVET dans son étude du Bassin d'Alès. Je crois avoir montré que, suivant toute probabilité, une phase très sensible dans le Midi de la France daterait de la fin du Stéphanien, bien plus que de la fin de l'Autunien, comme on le supposait antérieurement.

L'examen des réactions du socle induré de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales devant l'*orogénèse alpine* ne m'a pas conduit à des nouveautés comparables aux précédentes. Généralisant les observations partielles de divers géographes, surtout de A. DAVID, ainsi que de F. ELLENBERGER (qui avait reconnu en même temps que moi le rôle capital de la faille de Mazamet, au front nord de la Montagne Noire s. s.), j'ai pu cependant en tirer quelques conclusions intéressantes : jeu de plusieurs *petits plis de fond* dans la Montagne Noire, apparition de *horsts* et de *fossés* allongés en direction Ouest-Est dans l'Est de la Montagne Noire et les Cévennes méridionales, accidents parallèles à la bordure sous-cévenole SW-NE dans les Cévennes méridionales, avec *plissements locaux du socle aussi bien que de sa couverture*.

Cette partie de mon étude a fait largement appel à la **Morphologie** et m'a conduit notamment à un *essai de reconstitution de surfaces d'érosion antétriasiques et antélutésiennes*, accessoirement miocènes et pliocènes. Je reconnais d'ailleurs qu'il n'y a là qu'une ébauche très sommaire, méritant d'être reprise et développée ultérieurement.

Erratum. Lors d'une tournée commune avec M. E. SERVAT, Assistant au Laboratoire de Géologie de l'École Nationale d'Agriculture de Montpellier, qui prépare un Diplôme d'Études Supérieures sur le Fossé de Bédarieux, j'ai pu constater que mon attribution au Permien de terrains de la région de Taussac et du Pradal (p. 75 de ce mémoire et carte au 200.000^e) était erronée.

Dans la vallée de la Mare, à l'Est du Pradal, j'avais confondu avec le poudingue de base de l'Autunien un horizon bréchtique très localisé appartenant en réalité à l'extrême base du Trias et qui repose en les ravinant sur des formations probablement cambriennes. De même, au Nord de Taussac, il s'agit de dolomies et de schistes rougis et injectés de quartz, qui représentent sans doute le Cambrien autochtone du début du versant méridional de la Montagne Noire. Bien que les contours de la feuille géologique de Bédarieux soient fort inexacts, les attributions d'âges y paraissent donc relativement correctes.

Il convient cependant de reconnaître que l'altération très profonde et l'intense métamorphisme quartzeux visibles jusqu'au NE de Lamalou, qui sont nettement antétriasiques et identiques à ceux du Lodévois, laissent bien supposer l'ancienne extension de l'Autunien dans cette direction. En conséquence, les reconstitutions paléogéographiques (fig. 30) semblent devoir être conservées. (*Note ajoutée en fin d'impression*).

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE (1)

I. — MÉMOIRES PRINCIPAUX

1. BAULIG (H.). — Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Étude morphologique (Thèse Paris). Paris, A. COLIN, 591 p., 33 photos, 11 cartes et coupes, 1928.
2. BERGERON (J.). — Étude géologique du massif ancien situé au Sud du Plateau Central (Thèse Paris). *Ann. Sc. géol.*, t. XXII, 362 p., 55 fig., 10 pl., 1 carte au 320.000^e color., 1889.
3. BERGERON (J.). — Étude des terrains paléozoïques et de la tectonique de la Montagne Noire. *B. S. G. F.* (3), 27, p. 617-678, 11 fig., 3 pl., 1899.
4. BERGERON (J.). — Comptes-rendus d'excursions (Réunion extraordinaire sur le Versant méridional de la Montagne Noire) *Id.*, p. 680-770, 1899.
5. BERGERON (J.). — Massif de la Montagne Noire. *Livret-guide des excursions en France du 8^e Congr. géol. internat.*, Paris, 38 p., 9 fig., 1900.
6. BERGERON (J.). — Comptes-rendus d'excursions (Réunion extraordinaire dans les Causses et dans les Cévennes). *B. S. G. F.* (4), 7, p. 601, 608 et 616, 1907.
7. BERTRAND (M.). — Bassin houiller du Gard. *Ann. Mines* (9), t. XVII, p. 505-619, 29 fig., 3 pl. dont 1 carte au 175.000^e 1900.
8. BÖHM (R.). — Études sur les faunes du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur de la Montagne Noire (Thèse Montpellier). Montpellier, Impr. Charité, 203 p., 21 fig., 10 pl., 1935.
9. BÖHM (R.). — Étude sur la flore de l'horizon à lydiennes de la base du Carbonifère de la Montagne Noire (Thèse compl. Montpellier). Montpellier, Impr. Charité, 31 p., 6 pl., 1935.
10. BOISSE (Ad.). — Esquisse géologique du département de l'Aveyron. Paris, Impr. Nat., 16 + 409 p., 43 fig., 1 pl. (carte et coupes), 1870.
11. BOUCHEPORN (DE). — Explication de la Carte géologique du département du Tarn. Paris, Impr. Nat., 61 + 114 p., 1848.
12. CARAVEN-CACHIN (A.). — Description géographique, géologique, minéralogique, paléontologique, paléontologique et agronomique des départements du Tarn et du Tarn-et-Garonne. Toulouse, Privat; Paris, Masson, 22 + 684 p., 1898.
13. CHAUBET (M.-C.). — Contribution à l'étude géologique du Gotlandien du versant méridional de la Montagne Noire (Thèse Montpellier). *Trav. Labo. Géol. Fac. Sc. Montpellier*, Mém. 1, 225 p., 5 fig., 7 + 6 pl., 1937.
14. DAVID (A.). — La Montagne Noire (Aude, Hérault et Tarn). Essai de monographie géographique. *Mém. Soc. Et. scient. Aude*, Carcassonne, t. II, 226 p., 38 fig., 8 pl. photos, 4 pl. panoramas, 1924.
15. DELAGE (A.) et F. MOURGUES. — Pétrographie des Cévennes. Première partie, 39 p., 1 carte 200.000^e. Deuxième partie, 68 p., 1 carte 200.000^e, *Mém. Ac. Sc. Let. Montpellier, Sciences* (2), t. III, 1903 et 1906.
16. DREYFUSS (M.). — Contribution à l'étude géologique et paléontologique de l'Ordovicien supérieur de la Montagne Noire. *Mém. Soc. géol. Fr. Nouv. Série*, t. XXVII, n° 58, 63 p., 9 pl., 1948.
17. DUMAS (E.). — Notice sur la constitution géologique de la région supérieure, ou cévennique, du département du Gard. *B. S. G. F.*, Réunion extraordinaire à Alais (2), 3, p. 666-725 (numérotées par erreur 566-625), 1 pl. coupes, 1846.
18. DUMAS (E.). — Statistique géologique, minéralogique, métallurgique et paléontologique du département du Gard. Paris, Bertrand, 1^e partie : 71 + 284 p., 2^e partie : 735 p., fig., 9 pl., 3^e partie : 518 p., fig., 1875-1877.
19. GAERTNER (H. R. VON). — Montagne Noire und Massiv von Mouthoumet als Teile des südwesteuropäischen Variszikums (avec une partie pétrographique par F. ANGEL). *Beitr. zur Geol. der west. Mediterraneangebietes*, n° 18. *Abhandl. der Gesell. der Wissen. zu Göttingen, Math. - Phys.*, 3, n° 17, Berlin, Weidmann, 260 p., 45 fig., 5 pl., 1937.
20. GRAFF (M.). — Notice sur les terrains paléozoïques du département de l'Hérault. *Soc. Sc. industr.* Lyon, 68 p., 2 pl. coupes, 1 carte 60.000^e, 1 plan 10.000^e, 1874.
21. GRAND'EURY (F.-C.). — Géologie et Paléontologie du Bassin houiller du Gard. *Bull. Soc. Ind. min.*, Saint-Étienne, 354 p., atlas 22 pl., 1 carte 20.000^e et coupes, 1890.
22. LAN. — Description des gîtes métallifères de la Lozère et des Cévennes occidentales. *Ann. Mines* (5), t. VI, p. 401-511, 1 carte 345.600^e, 1854.
23. LIVET (G.). — Sur le terrain houiller du Gard (Thèse Univ. Montpellier). Ouvrage autographié, 297 p., 436 fig., 1938, et *Rev. Ind. minérale*, Saint-Étienne, nos 472 à 480, 1943.

(1) La bibliographie géologique complète de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales, que j'ai réunie pour mon étude, comprend plus de 500 numéros. Je me borne à citer ici les mémoires fondamentaux. Quelques études plus réduites, mais néanmoins importantes lorsqu'elles sont relatives à des régions non étudiées dans les mémoires ou postérieures à ceux-ci, figurent en notes de bas de page dans le courant du volume.

24. MARSALUT. — Contribution à l'étude du Bassin houiller du Gard. *Bull. Soc. Ind. min.*, Saint-Étienne (5), t. V, p. 338-413, atlas 45 coupes, 1 carte 30.000^e, 1914.
25. MIQUEL (J.). — Nouvel essai sur la géologie des terrains primaires du département de l'Hérault. Classification des terrains siluriens. *Bull. Soc. Et. Sc. nat. Béziers*, t. XXXIV, 48 p., 1 pl., 1912.
26. MOURGUES (F.). — Contribution à l'étude des Roches éruptives du Midi de la France (Région languedocienne), (Thèse Montpellier). Montpellier, Delord-Bœhm et Martial, 130 p., 1 carte 200.000^e, 1901.
27. ROQUES (M.). — Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Massif Central français (Thèse Paris). *Mém. Carte géol. Fr.*, 530 p., 74 fig., 3 pl., 1 carte 320.000^e, 1941.
28. ROUVILLE (P.-G. DE). — Comptes-rendus d'excursions (Réunion extraordinaire à Montpellier). *B. S. G. F.* (2), 25, p. 959-980, 1868.
29. ROUVILLE (P.-G. DE). — Session de la Société géologique de France à Montpellier (octobre 1868). Montpellier, Bœhm, 154 p., 16 fig., 3 pl. cartes et coupes, 1869.
30. ROUVILLE (P.-G. DE). — Monographie géologique de la commune de Cabrières. *Mém. Ac. Sc. Let. Montpellier*, t. XI, p. 75-132, 7 pl., 1886.
31. ROUVILLE (P.-G. DE). — L'Hérault géologique. 1^{re} partie : Formation du territoire. Montpellier, Ricard, 148 p., 68 fig., 2 pl., 1894. 2^e partie : Atlas d'anatomie stratigraphique. Montpellier, Combes, 2 fasc. de 39 + 90^e pl., 1897.
32. ROUVILLE (P.-G. DE) et A. DELAGE. — Géologie de la région de Cabrières (Hérault). Montpellier, Firmin et Montane, 89 p., 8 pl., 1 carte 40.000^e, 1892.
33. ROUVILLE (P.-G. DE), A. DELAGE et J. MIQUEL. — Les terrains primaires de l'arrondissement de Saint-Pons (Hérault). *Mém. Ac. Sc. Let. Montpellier, Sciences* (2), t. II, 46 p., 1 pl. coupes, 1 carte 80.000^e, 1894.
34. THORAL (M.). — Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacau et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire (Thèse Paris). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 192, t. XXXVIII, 320 p., 52 fig., 5 pl. dont 1 carte 200.000^e, 1935.
35. THORAL (M.). — Contribution à l'étude paléontologique de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire et révision sommaire de la faune cambrienne de la Montagne Noire (Thèse compl. Paris). Montpellier, Impr. Charité, 362 p., 15 fig., 35 pl., 1935.
36. THORAL (M.). — Stratigraphie et faciès de l'Arenig languedocien. *Ann. Univ. Lyon, Section C*, fasc. 2, 54 p., 2 pl., 1941.
37. THORAL (M.). — Ordovicien supérieur, Gothlandien et Orogénèse calédonienne en Languedoc. *Bull. Soc. Et. scient. Aude*. Carcassonne, 16 p., 1 tableau, 1942.
38. THORAL (M.). — Conocoryphidæ languedociens. *Ann. Univ. Lyon, Sc. nat.*, 74 p., 9 pl., 1945.
39. THORAL (M.). — Cycles géologiques et formations nodulifères de la Montagne Noire. *Nouv. Arch. Museum Hist. nat. Lyon*, fasc. 1, 103 p., 16 pl., 1946.

II. — CARTES GÉOLOGIQUES

1. — Cartes départementales anciennes.

- BOISSE (Ad.). — Carte géologique et minéralogique du département de l'Aveyron, au 200.000^e, 1858.
- BOUCHEPORN (DE). — Carte géologique du département du Tarn, au 86.400^e, 1848.
- DALMAS (J.-B.). — Carte géologique du département de l'Ardèche, au 160.000^e, 1859.
- DORLHAC. — Carte géologique du département de la Lozère, au 80.000^e (2 feuilles), 1860.
- DUMAS (E.). — Carte géologique du département du Gard, au 86.400^e (4 feuilles, par arrondissement, 1 pl. coupes), 1844 à 1852.
- LEYMERIE, P.-G. DE ROUVILLE et M. VIGUIER. — Carte géologique de l'Aude, au 80.000^e (4 feuilles), 1886.
- ROUVILLE (P.-G. DE). — Carte géologique et minéralogique du département de l'Hérault, au 80.000^e (4 feuilles, par arrondissement), 1876.

2. — Cartes au 80.000^e du Service de la Carte géologique de la France.

- N° 208, Sévérac. — E. FOURNIER et G. FABRE, 1909.
- N° 209, Alais. — 1^{re} édition : G. FABRE et L. CAYEUX, 1901. 2^e édition : P. THIÉRY, 1923.
- N° 219, Albi. — 1^{re} édition : G. VASSEUR, J. BLAYAC, RÉPELIN, J. BERGERON et A. DEREIMS, 1904. 2^e édition : M. THORAL et J. DURAND, 1939.
- N° 220, Saint-Affrique. — 1^{re} édition : G. FABRE, J. BERGERON, NICKLÈS et AUTHELIN, 1906. 2^e édition : R. ABRARD, H. AGALÈDE, BERGOUNIOUX, J. DURAND et M. THORAL, 1940.
- N° 221, Le Vigan. — 1^{re} édition : BERGERON, NICKLÈS, ROMAN et TORCAPEL, 1905. 2^e édition : R. BÖHM, A. DEMAY, M. DREYFUSS, GAY, J. GOGUEL, STCHEPINSKY et M. THORAL, 1942.
- N° 231, Castres. — G. VASSEUR, RÉPELIN, BLAYAC et J. BERGERON, 1896.
- N° 232, Bédarieux. — 1^{re} édition : J. BERGERON, NICKLÈS et DEPÉRET, 1900. 2^e édition : Alb. MICHEL-LÉVY, M. THORAL, J. BLAYAC et D. SCHNEEGANS, 1938.
- N° 243, Carcassonne. — BERGERON, VASSEUR et BRESSON, 1901.
- N° 244-245, Narbonne-Marsçillan. — DEPÉRET et DONCIEUX, 1902.

TABLE DES FIGURES

	Pages
1. La place de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales dans le Sud du Massif Central français.....	10
2. Régions naturelles de la Montagne Noire.....	12
3. Régions naturelles des Cévennes méridionales.....	14
4. Terrains antécambriens dans la Montagne Noire.....	20
5. Coupes en coulisses de l'anticlinal du Mendic.....	21
6. Coupes en coulisses des Monts de Saint-Gervais.....	26
7. Coupe du Cambrien au Nord-Ouest du Mendic.....	27
8. Coupe synthétique du Cambrien de la haute vallée du Gijou.....	27
9. Vue-coupe du Cambrien à l'Est de Ferrals-lès-Montagnes.....	28
10. Schéma des faciès calcaires dans le Cambrien des Monts de Pardailhan et du Minervois.....	29
11. Coupe de la ride de Lodève.....	29
12. Cambrien inférieur dans la Montagne Noire.....	30
13. Alternances gréso-calcaires dans le Cambrien de la Montagne Noire.....	33
14. Cambrien moyen dans la Montagne Noire.....	35
15. Cambrien inférieur et moyen dans les Cévennes méridionales.....	36
16. Cambrien supérieur dans la Montagne Noire.....	37
17. Cambrien supérieur et Ordovicien inférieur dans les Cévennes méridionales.....	38
18. Coupes schématiques des quatre types de séries sédimentaires du Cambrien.....	39
19. La sédimentation dans la Montagne Noire au cours du Cambrien.....	40
20. Ordovicien inférieur dans la Montagne Noire.....	43
21. Schéma de la transgression et de la subsidence de l'Ordovicien inférieur dans le versant méridional de la Montagne Noire.....	45
22. Ordovicien supérieur et Gotlandien dans la Montagne Noire.....	48
23. Schéma de la transgression de l'Ordovicien supérieur et du Gotlandien dans le versant méridional de la Montagne Noire.....	49
24. Coupe du Pic de Bissous.....	53
25. Dévonien dans la Montagne Noire.....	54
26. Le Dévonien de Saint-Laurent-le-Minier.....	55
27. Schéma du cycle dévonien dans le versant méridional de la Montagne Noire.....	56
28. Dinantien dans la Montagne Noire.....	60
29. Schéma du cycle dinantien dans le versant méridional de la Montagne Noire.....	63
30. Stéphanien et Permien dans la Montagne Noire.....	66
31. Coupe de la bordure nord du bassin permien de Lodève.....	69
32. Bassins houillers des Cévennes méridionales.....	71
33. Coupes schématiques situant les lydiennes et les porphyrites dinantiennes du versant méridional de la Montagne Noire.....	80
34. Coupes en coulisses de la région de Murat-sur-Vèbre.....	84
35. Le massif granitique du Sidobre et ses satellites.....	88
36. Le massif granitique de la Devèze et son cortège filonien.....	88
37. Filon de microgranite-rhyolite joignant le massif de l'Aigoual au massif du Lozère, vu de Barre-des-Cévennes, vers le Sud.....	89
38. Schéma de la mise en place des granites de la Montagne Noire.....	91
39. Les types de venues granitiques dans les Cévennes méridionales.....	92
40. Alignements filoniens dans les Cévennes méridionales.....	96
41. Schéma de la succession des phénomènes éruptifs et métamorphiques hercyniens.....	97
42. Le Quartz dans la Montagne Noire.....	98
43. Le Quartz dans les Cévennes méridionales.....	101
44. Coupes en coulisses des Monts du Minervois.....	104
45. La tectonique calédonienne dans les Monts du Minervois.....	104
46. Carte schématique de la Cluse de l'Orb entre Vieussan et le Mont Peyroux.....	106
47. Coupe schématique synthétisant l'état hypothétique de la Montagne Noire à la veille des phases hercyniennes majeures.....	107
48. Coupe de la partie orientale du massif de l'Agout.....	110
49. Extrémité orientale du massif de l'Agout et Monts de Saint-Gervais, vus de la route du Col de Madale à Combes.....	111
50. Schéma tectonique des Monts de l'Est de Lacauze.....	112
51. Coupe de la région de Murasson.....	113
52. Carte géologique de la région de Murat-sur-Vèbre.....	114
53. Schéma tectonique des Monts de l'Ouest de Lacauze.....	116
54. Carte géologique de la région de Lacauze.....	117
55. Schéma tectonique des Monts du Sorézois.....	119
56. Coupes en coulisses du synclinal d'Arfons.....	120
57. Le déversement des Monts du Sorézois sur la plaine tertiaire du Castrais, vu de la Croix de Saint-Ferréol (548 m.).....	121
58. Le synclinal dévonien de Citou, la faille de Trassanel et le flanc nord de l'anticlinal de Montbonous, vus de 1 km. à l'ENE de Trassanel.....	123
59. Le flanc sud de l'anticlinal de Montbonous, vu d'au-dessus de la Maison Forestière de Bibaud.....	123
60. Coupe de la vallée du Clamoux, le long de la route de Cabrespine, en amont de Villeneuve-Minervois.....	124
61. Carte géologique des Monts du Minervois.....	124
62. La zone du Saint-Bauzille, vue du SW, et coupe schématique interprétative, passant par les sommets 787 et 786.....	127

63. Le signal de Naudet, vu de Vieussan.....	128
64. L'extrémité occidentale de l'affleurement des grès de Marcory, dans le faux-synclinal de Ferrals-Malviès, vue de la cote 667.....	129
65. Bloc-diagramme de l'extrémité orientale du faux-synclinal de Ferrals-Malviès.....	130
66. La terminaison occidentale de l'écaille — faux-synclinal de Lucarnis-Naudet, vue du Nord de Cousses.....	131
67. Carte et coupes schématiques de la région de Camplong.....	132
68. L'écaille de Saint-Julien-de-Molières (flanc nord du faux-synclinal de Camplong-Poussarou), vue du NE de Camplong, vers Saint-Julien-de-Molières.....	133
69. Coupe schématique des calcaires cambriens dans la série renversée de Poussarou.....	134
70. Carte et coupes schématiques de la région de Coulouma.....	135
71. Carte schématique et coupe de la Gorge du Brian, en amont de Minerve.....	136
72. Le décrochement de Campels, à la traversé de l'écaille — faux-synclinal de Lucarnis-Naudet, vu de l'Ouest du Col de Ferrières.....	137
73. Carte géologique des Monts de Pardailhan et de la zone du Saint-Ponais.....	138
74. La plongée des Monts de Faugères sous les Monts de Pardailhan, dans la région de Vieussan; vue prise du versant oriental du Signal de Naudet.....	139
75. Coupe du Mont Peyroux.....	140
76. Coupe schématique, purement figurative, montrant les relations présumées entre les unités tectoniques de la Cluse de l'Orb.....	141
77. Coupes en coulisses du NW des Monts de Faugères.....	142
78. Coupe schématique du Tantajo à la Caumette.....	143
79. Carte géologique de la zone de la Cluse de l'Orb et de l'extrémité occidentale des Monts de Faugères.....	144
80. La « semelle » du Causse de Laurens, 200 m. à l'Est de la Grange du Pin (Gabian).....	145
81. Le chevauchement de l'écaille méridionale de Cabrières, à Vailhan.....	146
82. Coupe demi-schématique du coteau de Bergue, à l'Est de Roquessels.....	147
83. Coupe demi-schématique du Roc de Murviel, au Sud de Mas-Rolland.....	148
84. Coupe demi-schématique de Tourière au Plateau du Falgairas.....	148
85. Coupes schématiques du Mounio de Cabrières et de la zone comprise entre le Pioch de Japhet et La Rossignole.....	149
86. Coupe demi-schématique de La Boissière et de La Rossignole.....	149
87. Terminaison occidentale du massif de Bissons (vue-coupe de la rive gauche du ruisseau de Boutoury et de la Boyne).....	150
88. Les écailles de Cabrières vues de la Montagne des Batailles.....	150
89. Schéma de la genèse hypothétique des écailles de Cabrières.....	152
90. Carte géologique des écailles de Cabrières.....	152
91. Bloc-diagramme schématique des nappes du versant sud de la Montagne Noire.....	153
92. Coupes sériées de la tête plongeante de la nappe du Vigan.....	156
93. Coupe de l'écaille d'Alzon et du front de la nappe du Vigan, suivant le méridien de Mandagout.....	158
94. Carte géologique du Pays viganais.....	158
95. Coupe de la zone de la Cézarenque, le long du ruisseau de Ganière.....	160
96. Structure hercynienne du Sud du Massif Central français.....	167
97. Succession des phases tectoniques au cours de l'orogénèse hercynienne dans la Montagne Noire.....	172
98. Carte du Bassin houiller d'Alès.....	174
99. Coupes du Bassin houiller d'Alès.....	174
100. Schéma de l'évolution stratigraphique et tectonique du Bassin houiller d'Alès.....	176
101. Le Bassin houiller de Graissessac (carte et coupes).....	178
102. Le Bassin stéphanopérien de Gabian-Neffiès (carte et coupes).....	180
103. Schéma des relations entre les surfaces d'érosion dans l'Ouest des Cévennes.....	183
104. Surface d'érosion antétertiaire dans la Montagne Noire.....	184
105. Coupes schématiques montrant le jeu des accidents tertiaires dans la Montagne Noire.....	186
106. Coupe longitudinale schématique passant par le plan du système de failles de Mazamet, de l'Espinouse, des Aires et de Naves et montrant les altitudes de la surface antétertiaire près de la lèvre sud et de la lèvre nord.....	187
107. Surface d'érosion antétriasique dans les Cévennes méridionales.....	189
108. Coupes schématiques montrant le jeu des accidents tertiaires dans les Cévennes méridionales.....	190
109. Epaisseurs de sédiments, profondeurs des mers, phases tectoniques et climats antéhercyniens.....	194
110. Coupes demi-schématiques de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales.....	198

TABLE DES PLANCHES HORS TEXTE

Coupes sériées au 1/50.000^e.

- I. Montagne Noire, Versant septentrional, Monts de l'Est de Lacaune.
- II. Montagne Noire, Versant septentrional, Monts de l'Ouest de Lacaune.
- III. Montagne Noire, Versant septentrional, Monts du Sorézois.
- IV. Montagne Noire, Versant méridional, Monts du Minervois.
- V. Montagne Noire, Versant méridional, Monts de Pardailhan.
- VI. Montagne Noire, Versant méridional, Monts de Faugères et de Cabrières. — Lodévois.
- VII. Cévennes méridionales, Pays viganais.

Carte géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales à l'échelle de 1 / 200.000^e. (1)

(1) Cette carte, éditée indépendamment du présent mémoire, mais accompagnée d'une notice explicative, est en vente au siège de la Société géologique de France et à la Librairie polytechnique Ch. BÉRANGER, 15 rue des Saint-Pères, Paris (6^e).

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Avant-Propos	5
Notations géologiques	7
Définitions tectoniques	8

PREMIÈRE PARTIE

GÉNÉRALITÉS

CHAPITRE I. — <i>Le cadre géographique</i>	9
1. — La Montagne Noire	10
a) L'axe métamorphique	11
Le Massif du Cabardès	11
Le Massif de Nore	11
Le Massif de l'Agout	11
Les Monts de Saint-Gervais	11
b) Le versant septentrional	11
Les Monts du Sorézois	11
Les Monts de l'Ouest de Lacarne	11
Les Monts de l'Est de Lacarne	11
c) Le versant méridional	13
Les Monts du Minervois	13
Les Monts de Pardailhan	13
Les Monts de Faugères et de Cabrières	13
2. — Le Lodévois	13
3. — Les Cévennes méridionales	13
Le Pays cévenol	14
Le Pays viganais	14
CHAPITRE II. — <i>Historique sommaire</i>	15
1. — Les recherches géologiques dans la Montagne Noire	15
2. — Les recherches géologiques dans les Cévennes méridionales	17

DEUXIÈME PARTIE

LE MATÉRIEL GÉOLOGIQUE

PREMIÈRE SECTION : LES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

CHAPITRE III. — <i>L'Antécambrien</i>	19
1. — L'existence de terrains antécambriens	19
2. — Les affleurements antécambriens	21
a) Monts de l'Est de Lacarne	21
b) Monts de l'Ouest de Lacarne	22
c) Monts du Sorézois	22
d) Zone axiale de la Montagne Noire	22
e) Versant méridional de la Montagne Noire	22
f) Lodévois	22
g) Cévennes méridionales	23
3. — La nature du matériel antécambrien	23
4. — La paléogéographie de l'Antécambrien	23

CHAPITRE IV. — <i>Le Cambrien</i>	24
1. — La série stratigraphique du Cambrien	24
2. — Les affleurements cambriens	25
a) Monts de Saint-Gervais	26
b) Monts de l'Est de Lacarne	26
c) Monts de l'Ouest de Lacarne	27
d) Monts du Sorézois	28
e) Monts du Minervois	28
f) Monts de Pardailhan	28
g) Lodévois	29
h) Pays viganais	31
3. — La nature du matériel cambrien	31
a) Le niveau détritique de base	31
b) La formation de Marcory	32
c) Les alternances grés-calcaires et les grès de Pardailhan	34
d) Les calcaires à <i>Archæocyathus</i> et la formation calcaire	34
e) Les schistes à <i>Paradoxides</i>	36
f) La formation de Barroubio	36
g) Les types de successions de faciès	38
4. — La paléogéographie du Cambrien	40
CHAPITRE V. — <i>L'Ordovicien inférieur</i>	42
1. — La série stratigraphique de l'Ordovicien inférieur	42
2. — Les affleurements de l'Ordovicien inférieur	44
3. — La nature du matériel de l'Ordovicien inférieur	45
4. — La paléogéographie de l'Ordovicien inférieur	46
CHAPITRE VI. — <i>L'Ordovicien supérieur et le Gotlandien</i>	47
1. — La série stratigraphique de l'Ordovicien supérieur et du Gotlandien	47
2. — Les affleurements de l'Ordovicien supérieur et du Gotlandien	49
3. — La nature du matériel de l'Ordovicien supérieur et du Gotlandien	50
4. — La paléogéographie de l'Ordovicien supérieur et du Gotlandien	51
CHAPITRE VII. — <i>Le Dévonien</i>	52
1. — La série stratigraphique du Dévonien	52
2. — Les affleurements du Dévonien	53
3. — La nature du matériel du Dévonien	56
4. — La paléogéographie du Dévonien	58
CHAPITRE VIII. — <i>Le Dinantien</i>	59
1. — La série stratigraphique du Dinantien	59
2. — Les affleurements du Dinantien	61
3. — La nature du matériel du Dinantien	62
a) Les formations de la base du Dinantien	62
b) La formation schisto-gréseuse et ses faciès latéraux	64
4. — La paléogéographie du Dinantien	64
CHAPITRE IX. — <i>Le Stéphanien et le Permien</i>	67
1. — Les bassins de la Montagne Noire et de ses abords	67
a) Bassin de Gabian-Neffiès	67
b) Bassin houiller de Graissessac	68
c) Bassin permien de Lodève	69
d) Bassin permien de Saint-Affrique	70
e) Bassin de Réalmont	70
2. — Les bassins des Cévennes méridionales et de leurs abords	71
a) Bassins houillers du Vigan et de Sumène	71
b) Bassin houiller d'Alès	72
3. — La paléogéographie du Stéphanien et du Permien	75

DEUXIÈME SECTION : LES FORMATIONS ÉRUPTIVES ET MÉTAMORPHIQUES

CHAPITRE X. — <i>Les formations éruptives et métamorphiques antérieures à la phase hercynienne majeure</i>	77
1. — Le problème des formations antécambriennes	77
2. — Les formations de la base du Cambrien	77
3. — Le problème des formations ordoviciennes	78
4. — Les formations dinantiennes	79
CHAPITRE XI. — <i>Les formations éruptives et métamorphiques de la phase hercynienne majeure.</i>	81
1. — Les schistes cristallins	81
a) Affleurements et extension	81
b) Les gneiss	82
c) Les micaschistes	83
d) Les schistes sériciteux	85
2. — Les granites	85
a) Affleurements et extension	85
b) Composition minéralogique et pétrographique	86
c) Composition chimique	87
d) Cortège filonien	88
e) Métamorphisme d'injection	90
f) Métamorphisme de contact	90
g) Rapports des granites avec les schistes cristallins et les conditions tectoniques	91
3. — Les dolérites et lamprophyres	93
a) Les dolérites	93
b) Les kersantites	94
c) Les minettes	95
4. — La succession des phénomènes éruptifs et métamorphiques	97
CHAPITRE XII. — <i>Les formations éruptives et métamorphiques postérieures à la phase hercynienne majeure</i>	99
1. — Les éruptions du Stéphanien moyen	99
2. — Les éruptions et le métamorphisme permien, secondaires et paléogènes	99
3. — Les éruptions néogènes	102

TROISIÈME PARTIE

LA MISE EN ŒUVRE TECTONIQUE

CHAPITRE XIII. — <i>Les phases tectoniques antéhercyniennes</i>	103
1. — Le problème des phases tectoniques antécaldoniennes	103
2. — L'orogénèse calédonienne	105
a) La phase sarde	105
b) La phase taconique	105
c) La phase ardennaise	106
3. — Les mouvements précurseurs de l'orogénèse hercynienne	107

CHAPITRE XIV. — <i>L'orogénèse hercynienne dans la Montagne Noire</i>	108
1. — La zone axiale	108
a) Massif du Cabardès	108
b) Déroit de Lacombe	109
c) Massif de Nore	109
d) Massif de l'Agout	110
e) Monts de Saint-Gervais	111
2. — Le versant septentrional	111
a) Monts de l'Est de Lacauue	112
b) Monts de l'Ouest de Lacauue	115
c) Monts du Sorézois	119
3. — Le versant méridional	122
a) Monts du Minervois	122
b) Monts de Pardailhan et zone du Saint-Ponais	125
Le raccord du Minervois au Saint-Ponais, à la zone du Jaur et à la zone de Berlou	126
Le faux-synclinal de Ferrals-Malviès	129
Le faux-synclinal de Lucarnis-Naudet	131
Le faux-synclinal de Camplong-Poussarou	132
Les décrochements	137
Conclusion à l'étude des Monts de Pardailhan	138
c) Monts de Faugères et zone de l'Orb	139
Région occidentale (cluse subméridienne de l'Orb)	139
Région septentrionale	141
Bordure nord de la région septentrionale et zone de Soumartre	143
Région méridionale	144
Conclusion à l'étude des Monts de Faugères	144
d) Monts de Cabrières	145
L'écaille de Laurens-Vailhan	145
L'écaille de Roquessels-Cabrières	147
Conclusion à l'étude des Monts de Cabrières	151
e) Les rapports entre les unités tectoniques du versant méridional	153
CHAPITRE XV. — <i>L'orogénèse hercynienne dans le Lodévois et les Cévennes méridionales</i>	154
1. — Le Lodévois	154
2. — Le Pays viganais	154
a) Monts de Saint-Bresson	155
b) Zone du Vigan	155
c) Écaille d'Alzon	158
3. — Le Pays cévenol	159
a) Pays cévenol proprement dit	159
b) Zone de Meyrueis — Saint-Jean-du-Bruel	160
c) Zone de la Cézarenque	160
4. — Appendice : Discussion de l'interprétation de A. Demay pour le Pays viganais	161
CHAPITRE XVI. — <i>Essai de synthèse de l'orogénèse hercynienne</i>	166
1. — Les rapports structuraux entre la Montagne Noire et les Cévennes méridionales	166
2. — La place de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales dans leur cadre hercynien	169
3. — La succession des phases tectoniques au cours de l'orogénèse hercynienne	172
CHAPITRE XVII. — <i>Les mouvements posthumes de l'orogénèse hercynienne</i>	175
1. — Structure du bassin houiller d'Alès	175
2. — Structure du bassin houiller de Graissessac	179
3. — Structure du bassin permien de Lodève	179
4. — Structure du bassin stéphano-permien de Gabian-Néffès	181
5. — La succession et l'âge des phases hercyniennes posthumes	181
CHAPITRE XVIII. — <i>L'orogénèse alpine</i>	182
1. — L'évolution de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales pendant le Secondaire et le début du Tertiaire	182
2. — La tectonique tertiaire de la Montagne Noire	183
3. — La tectonique tertiaire des Cévennes méridionales	189
4. — Le jeu tertiaire du socle ancien dans les Causses et le Bas-Languedoc	191
5. — La succession et l'âge des phases alpines	192

QUATRIÈME PARTIE

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CHAPITRE XIX. — <i>L'histoire géologique de la Montagne Noire et des Cévennes Méridionales..</i>	193
1. — <i>L'histoire géologique antéhercynienne (Antécambrien à Viséen).....</i>	193
Cambrien	193
Silurien	195
a) Le cycle ordovicien inférieur.....	195
b) L'orogénèse calédonienne	196
c) Le cycle ordovicien supérieur — gotlandien	196
Dévonien.....	197
Dinantien	197
2. — <i>L'histoire géologique hercynienne (Westphalien)</i>	198
Première phase	198
Deuxième phase	199
Troisième phase.....	199
3. — <i>L'histoire géologique posthercynienne (Stéphanien à Quaternaire).....</i>	200
Stéphanien	200
Permien	200
Secondaire	201
Tertiaire.....	201
CHAPITRE XX. — <i>Résultats nouveaux pour la connaissance géologique de la Montagne Noire et des Cévennes Méridionales</i>	202
Stratigraphie, et pétrographie sédimentaire	202
Pétrographie éruptive et métamorphique.....	203
Tectonique	204
Morphologie	206
* * *	
Bibliographie sommaire	207
Table des figures	209
Table des planches hors texte	210
Table des matières	211

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

La dolomitisation des calcaires
de la Montagne Noire et des Causses

VU ET APPROUVÉ :

Paris, le 20 Février 1949

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

Jean CABANNES

VU

ET PERMIS D'IMPRIMER :

Le Recteur de l'Académie de Paris,

Jean SARRAIL

HISTOIRE GÉOLOGIQUE ANTÉHERCYNIEENNE DE LA MONTAGNE NOIRE ET DES CÉVENNES MÉRIDIONALES			Notations adoptées	HISTOIRE SÉDIMENTAIRE MARINE			HISTOIRE CONTINENTALE	PHASES TECTONIQUES	PHÉNOMÈNES MAGMATIQUES ET MÉTAMORPHIQUES					
				Loin des régions axiales	Zones intermédiaires	Près des régions axiales								
CARBONIFÈRE	DINANTIEN	Viséen supérieur	h ^{1d}	Formation schisto-gréseuse dinantienne (Partie supérieure)	- Grès à végétaux - Poudingues à grains de quartz et de lydiennes	- Calcaires à <i>Productus gigantes</i>	- Émergence totale	- Phase hercynienne majeure	- Début probable du métamorphisme hercynien (en profondeur) - Possibilités de faible volcanisme (dolérites, rhyolites)?					
		Viséen inférieur	h ^{1c}			- Calcaires quartzeux et calcaires bréchiques	- Émersions partielles suivies d'érosion							
		Tournaisien	h ^{1b}	Formation schisto-gréseuse dinantienne (Partie inférieure)	- Calcaires et calcschistes « à colonnes »	- Calcaires noduleux à <i>Prolecanites</i>	- Émergence importante non suivie d'érosion							
			h ^{1a}		- Schistes et lydiennes à nodules phosphatés	- Latéritisation - Phénomènes karstiques								
DÉVONIEN	SUPÉRIEUR	Famennien	d ^{6b}	Formation des calcaires noduleux et des calcschistes supérieurs		- Marbres « griottes »	- Érosion importante - Aplatissements, Latéritisation	- 2 ^e phase hercynienne pré-montoire	- 1 ^{re} phase hercynienne pré-montoire (bretonne) - Ondulations possibles, suivies d'émersions partielles (?)					
	Frasnien	d ^{6a}	- Calcaires à <i>Goniatis</i> ferrugineuses											
	MOYEN	Givetien	d ⁵	Formation des calcaires blancs		- Calcaires « à galettes »								
	Eifelien	d ⁴	- Calcaires blancs « du Pic » [de Bissous]											
SILURIEN	INFÉRIEUR	Coblentzien	d ³	Formation dolomitique		- Calcaires « à Polypiers siliceux »	- Émergence totale	- Phase calédonienne terminale (ardennaise), possible, mais de faible ampleur	- Volcanisme probable (andésites, dacites) - Venues granitiques réduites					
		Gédinnien	d ²			- Formation dolomitique								
	SUPÉRIEUR	Downton	s ^{4d}	Formation des calcaires en plaquettes et des calcschistes inférieurs		LACUNE				- Érosion importante - Aplatissements, Latéritisation	- Émergence totale	?		
		Ludlow	s ^{4c}											
MOYEN	= Wenlock	s ^{4b}												
INFÉRIEUR	Llandovery et Taranon	s ^{4a}												
ORDOVICIEN	SUPÉRIEUR	Ashgillien	s ^{3b}	Formation schisto-gréseuse de l'Ordovicien inférieur		LACUNE POSSIBLE	- Émersions partielles probables	- Phase calédonienne majeure (taconique)						
		Caradocien	s ^{3a}											
	MOYEN	= Llandeilo	s ²							LACUNE PROBABLE				
CAMBRIEN	SUPÉRIEUR		s ^{1-c4}	Formation de passage du Cambrien au Silurien (?)	Série compréhensive de grès et lustrés	LACUNE POSSIBLE	- Émersions partielles probables	- Phase calédonienne pré-montoire (sarde), probable, mais de faible ampleur.						
	MOYEN	Acadien supérieur	e ⁴							Formation schisto-gréseuse de Barrobie	LACUNE			
		Acadien moyen	e ³							Formation des schistes à <i>Paradoxides</i>				
INFÉRIEUR	Acadien inférieur	e ²	Formation calcaire											
	Géorgien supérieur	e ²	- Alternances de minces bancs calcaires, de calcschistes et de schistes ardoisiers (dominants vers le large)	- Calcaires blancs marmoréens	- Calcaires blancs									
ANTÉCAMBRIEN	Géorgien moyen et inférieur		e ²⁻¹	- Alternances rares et minces ou absentes	- Schistes fins, verdâtres	- Schistes versicolores à amandes	- Schistes versicolores							
				- Dolomie grise	- Calcschistes [calcaires]	- Calcschistes								
				- Calcaires blancs à silex	- Calcaires blancs	- Calcaires lités roux								
				- Niveau des alternances grés-calcaires ou des grès de Pardailhan	- Calcaires et dolomies gris, massifs	- Alternances minces								
			e ¹	Formation grés-schisteuse de Marcory	Série compréhensive de grès et lustrés	LACUNE	- Émersions partielles	- Phase précambrienne possible, mais de faible ampleur	- Volcanisme (rhyolites, oligoclases) - Venue granulitique (Mendic) et métamorphisme de contact - Existence de roches éruptives antécambriennes (non reconnues en place)					
				- Grès verts arkosiques et quartzites						- Grès verts arkosiques, quartzites et passées schisteuses				
				- Schistes lustrés						- Schistes gréseux verts	- Poudingues et arkoses			
				- Schistes lustrés et schistes gréseux verts						- Schistes gréseux arkosiques	- Passée de calcaires ou d'amphibolites			

Tableau II : HISTOIRE GÉOLOGIQUE HERCYNIENNE ET POSTHERCYNIENNE DE LA MONTAGNE NOIRE ET DES CÉVENNES MÉRIDIONALES

			Notations adoptées	ÉROSION ET SÉDIMENTATION	PHASES TECTONIQUES	PHÉNOMÈNES MAGMATIQUES ET MÉTAMORPHIQUES
QUATERNAIRE			a A	- Terrasses, éboulis, etc. - Creusement des vallées	- Gauchissements d'ensemble et rejeux de failles possibles	- Basaltes récents du Bas-Languedoc
TERTIAIRE	PLIOCÈNE		P	- Surfaces d'érosion à cailloutis (et sédimentation marine de bordure)	- Rejeux de failles possibles	- Basaltes anciens des Causses et du Bas-Languedoc
	MIOCÈNE		m	- Surfaces d'érosion probables (et sédimentation marine de bordure)		
	OLIGOCÈNE		o	- Érosion intense après chaque phase tectonique et dépôts détritiques ou lacustres de bordure	- Rejeux de failles probables - Rejeux intenses de la bordure sous-cévenole, sous l'influence de poussées vers le N-W - Plusieurs phases pyrénéo-alpines : jeux de failles et plis de fond poussés vers le Nord	
	ÉOCÈNE	Supérieur	e ^s			- Injections quartzeuses et minéralisations de faible importance
		Moyen	e ^m	- Sédimentation marine et lacustre de bordure	- Failles et plis de fond poussés vers le Nord, gauchissement d'ensemble (phase pyrénéenne majeure)	
		Inférieur	e ⁱ	- Sédimentation continentale et lacustre sur la surface d'érosion antérieure		
SECONDAIRE	CRÉTACÉ		Cr	- Émersion générale, suivie d'un puissant aplanissement	- Ondulations « pyrénéennes » probables	
	JURASSIQUE		j	- Sédimentation marine puissante dans les zones déprimées (Causses), faible sur les hauts-fonds (Cévennes, Est de la Montagne Noire), nulle sur les îles (Ouest de la Montagne Noire)	- Episodes de faible ampleur, décelables à diverses époques, dans les Causses seulement.	
	TRIAS		t	- Transgression marine dans les zones déprimées (bassins permien et minces dépôts sur les hauts-fonds (Cévennes, Est de la Montagne Noire)		- Injections quartzeuses et minéralisations de faible importance
PRIMAIRE	PERMIEN	Thuringien	r ³	- Érosion, achèvement de la surface antétriasique	- Failles et gauchissements pendant le Trias inférieur.	
		Saxonien	r ²	- Sédimentation continentale et laguno-lacustre (ruffes et rougier) transgressive sur les bords des bassins	- Légère ondulation probable	
		Autunien	r ¹	- Sédimentation laguno-lacustre dans les bassins de la surface post-hercynienne.	- Légère ondulation possible	- Injections et métamorphisme quartzeux puissants, minéralisations
	CARBONIFÈRE	Stéphanien	sup ^r	h ^{3c}	- Émersion totale (?), érosion et aplanissement	
			moyen	h ^{3b}	- Sédimentation lacustre (houille), transgressive à Alès	
			inf ^r	h ^{3a}	- Érosion - Sédimentation lacustre (houille), transgressive à Alès, débutant ailleurs	- Couées interstratifiées { - andésite (Alès) - trachyte - rhyolite
		Westphalien	sup ^r	h ²	- Début de la sédimentation lacustre à Alès (et Albi)	
		Westphalien moyen et inférieur et, peut-être, Dinantien <i>pro parte</i>		- Phase d'érosion Emersion totale? (Absence de sédiments)		- Filons de minettes-trachytes (W N W - E S E) (Fin des filons de kersantites-andésites?)
					- Ondulations W-E probables	- Filons de microgranites-rhyolites, dolérites et métamorphisme d'injection lit-par-lit
					- Fin des grands décrochements N-S	- Filons de granulites-pegmatites et aplites
					- Écaillages à rabotage basal, poussées au Nord (Cabrières) Jeu des décrochements transversaux Nord-Sud	- Achèvement de la mise en place des granites et du métamorphisme de contact
					- Surdversement local et écaillage des séries déversées, poussées au Nord	- Début des filons de kersantites-andésites (?)
					- Plissement des séries déversées, poussées au Nord	- Progression du magma granitique, avec métamorphisme de contact
					- Déversements majeurs vers le Nord (Nappes de Pardailhan, de Fauères et du Vigan)	- Métamorphisme général, aboutissant au granite d'anatexie
					- Écaillage avec poussée au Sud des plis précédents	
					- Plissement important, avec poussées au Sud (Versant nord de la Montagne Noire, Pays cévenol)	
					- Légère phase de plissement (hercynienne prémonitoire ou seulement calédonienne)	

